

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta

Ústav petrologie a strukturní geologie



**Stavby a mechanismy vmístění granitoidů typu Weinsberg
(Moldanubický batolit)**

Fabrics and emplacement of Weinsberg-type granitoids
(Moldanubian Batholith)

Diplomová práce

Ondřej Pour

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Prohlašuji, že jsem na této diplomové práci pracoval samostatně za pomoci svého školitele a že jsem řádně ocitoval všechny použité prameny.

V Praze dne.....

.....
Ondřej Pour

Poděkování

Touto cestou bych chtěl poděkovat především RNDr. Kryštofu Vernerovi, PhD. za jeho čas, ochotu, vstřícný přístup a odborné vedení. Velký dík patří RNDr. Jakubu Trubačovi za cenné rady při zpracování geochemických analýz. Dále bych chtěl poděkovat Miroslavu Toužimskému, mgr. Lukáši Vondrovicovi, Ph.D., bc. Jakubu Krylovi a bc. Luboši Vrtiškoví za pomoc při terénním výzkumu. V neposlední řadě patří moje poděkování i mé rodině, která mě během vypracovávání diplomové práce vždy plně podporovala.

Abstrakt

Předkládaná diplomová práce je věnována stručné rešerši struktur a staveb v tělesech granitoidních hornin a dále výsledkům provedené strukturní analýzy granitoidů prášilského a stráženského plutonu v jihozápadní části Moldanubika. Tento výzkum probíhal na základě kombinace terénních strukturních dat a výsledků analýzy anizotropie magnetické suceptibility (AMS). Vmístění a krystalizace obou studovaných těles proběhla v úzké součinnosti se závěrečnými etapami vývoje regionálních staveb S3 tzv. „bavorské fáze“. V této fázi se jednalo o heterogenní deformaci s indikacemi pravostranného subhorizontálního stříhu v průběhu ZSZ-VJV, během které došlo v čase ~322 Ma k syntektonickému vmístnění a vzniku vnitřních staveb v tělese stráženského plutonu. Následoval přechod k lokalizované transtenzní tektonice v severovýchodním směru, a to pravděpodobně v součinnosti s exhumací vysoce metamorfovaných hornin bavorského moldanubika. V této etapě okolo 320 Ma byly do prostředí výrazně exhumované kůry šumavského moldanubika vmístěny granitoidy prášilského plutonu.

English abstract

This diploma thesis is concerned with the brief introduction to the structures and fabrics in granitoid plutons. In the next part of this work are summarized results of structural analyses of Weinsberg-type granite intrusion (Prášily and Strážný pluton) located in the SW part of high-grade rocks of the Moldanubian Zone. This research proceeded based on a combination of field structural data and results of AMS (Anisotropy of magnetic susceptibility) method. The emplacement and crystallization of both studied magmatic bodies took place in cooperation with the final phases of S3-fabrics development. This „bavarian phase“ has a character of heterogenous deformation with indications of the dextral subhorizontal shear (WNW-ESE strike). During this event, syntectonic emplacement and internal fabrics development of strážný pluton took place at ~322 Ma. The transpression was followed by the localized transtension tectonics in NE direction, probably in cooperation with exhumation of high-grade metamorphic rocks of Bavarian terrane. In this phase, at ~320 Ma, the granitoids of Prášily pluton were emplaced into the considerably exhumed crust of the Moldanubian region.

1. ÚVOD	8
2. STAVBY V MAGMATICKÝCH TĚLESECH.....	9
2.1. Stavby tokových procesů	9
2.2. Stavby vzniklé na základě působení příspěvku regionálního napětí	10
2.3. Magmatické stavby.....	11
2.4. Stavby subsolidové fáze	11
2.5. Nízkoteplotní subsolidové stavby	12
3. MECHANISMY VMÍSTĚNÍ	12
3.1. Výstup magmatu	12
3.2. Vmístění	13
4. REGIONÁLNĚ-GEOLOGICKÝ PŘEHLED.....	14
4.1. Variské procesy a regionálně-geologický vývoj Českého masivu	14
4.2. Základní členění ČM a charakteristika jednotek.....	15
4.3. Litologie a tektonometamorfní vývoj Moldanubika	17
4.4. Magmatická aktivita v moldanubiku.....	18
4.5. Moldanubický plutonický komplex	19
4.5.1. Granitoidy typu Eisgarn	20
4.5.2. Granitoidy typu Weinsberg	21
4.5.3. Petrografie granitoidů typu Weinsberg.....	22
4.6. Regionální geologie studovaného území.....	23
5. GEOCHEMIE.....	26
5.1. Odběr a příprava vzorků	26
5.2. Metodika	26
5.3. Výsledky geochemické analýzy	27
5.3.1. Obecná charakteristika a klasifikace	27
5.3.2. Hlavní prvky.....	28
5.3.3. Stopové prvky	31
5.3.4. Frakcionační trendy.....	32
5.3.5. Geotektonická pozice	36

5.3.6.	Určení protolitu	39
6.	U/PB DATOVÁNÍ.....	41
6.1.	Metodika	41
6.2.	Výsledky	42
7.	MEZOSKOPICKÁ STRUKTURNÍ ANALÝZA.....	43
7.1.	Okolní horniny	43
7.1.1.	Monotónní skupina moldanubika	43
7.2.	Granitoidy.....	44
7.2.1.	Prášilský pluton	44
7.2.2.	Mikrostrukturní záznam granitoidů prášilského plutonu.....	45
7.2.3.	Stráženský pluton	47
7.2.4.	Mikrostrukturní záznam granitoidů stráženského plutonu.....	47
8.	ANALÝZA ANIZOTROPIE MAGNETICKÉ SUSCEPTIBILITY (AMS).....	50
8.1.	Princip metody	50
8.2.	Parametry AMS	51
8.3.	Výsledky analýzy AMS	52
8.3.1.	Prášilský pluton	52
8.3.2.	Stráženský pluton	55
9.	DISKUZE	57
9.1.	Chemické složení a petrogenese	57
9.2.	U/Pb datování a stáří granitoidů typu Weinsberg.....	58
9.3.	Stavby a geodynamický vývoj	58
10.	ZÁVĚRY.....	60
11.	LITERATURA.....	62
12.	PŘÍLOHY.....	72
12.1.	Sít odběru AMS vzorků – prášilský pluton.....	72
12.2.	Sít odběru AMS vzorků – stráženský pluton.....	72

12.3.	Mapa dokumentačních bodů – prášilský pluton a okolí	73
12.4.	Mapa dokumentačních bodů – stráženský pluton a okolí	74
12.5.	Lokalizace a přehled parametrů AMS	75
12.6.	Seznam AMS vzorků	76
12.7.	Přehled geochemických analýz – prášilský pluton.....	86
12.8.	Přehled geochemických analýz – stráženský pluton.....	87

1. Úvod

Stavby v granitoidních horninách odrážejí procesy výstupu a vmístění magmatu, případně regionální geodynamické procesy (např. změny v regionálním napěťovém poli apod.) Granitoidní tělesa nejsou vhodná pro záznam celkové deformace a jsou většinou schopna zaznamenat jen poslední tokový nebo deformační event (Paterson et al., 1998). Tento fakt může ovlivnit výsledky mezoskopické či AMS analýzy, neboť magma získává finální geometrii staveb během závěrečných fází vývoje magmatického krbu podél migrující krystalizační fronty. Proto jsou pro identifikaci původních magmatických až submagmatických staveb vhodná pozdně orogenní až posttektonická tělesa, kde již nehrozí následná reorientace staveb.

Základní typy magmatického toku shrnuje Paterson et al. (1998). Patří mezi ně rovnoměrný, nerovnoměrný a turbulentní tok. Výrazné magmatické stavby vznikají především během nerovnoměrného toku, kdy je magma buď transportováno z širokého prostoru do úzkého kanálu (tvorba lineací), nebo opačným mechanismem, kdy magma ztrácí rychlost, což vede k tvorbě planárních staveb.

Pro studium vzniku staveb a mechanismů vmístění byly zvoleny prášilský a stráženský pluton, tělesa v západní části centrálního moldanubického plutonického komplexu tvořená granitoidy typu Weinsberg. Jejich krystalizační stáří spadají do pozdních období variské orogeneze, tudíž mají potenciál zaznamenat závěrečné etapy vývoje jednotky moldanubika.

Hlavními cíli této práce je identifikovat magmatické stavby v tělesech stráženského a prášilského plutonu, a to za pomoci kombinace terénní strukturní analýzy a metody anizotropie magnetické susceptibility (AMS), korelovat je se stavbami v okolních horninách a určit mechanismy jejich vmístění. Dále pak provést analýzu celkového chemického složení za účelem petrologické klasifikace, stanovení diferenciačních trendů a identifikace možných zdrojů pro vytavení magmat granitoidů typu Weinsberg. Poslední částí práce je datování pomocí metody U/Pb na zirkonech, které mělo za cíl určit stáří obou těles, na základě čehož lze provést porovnání se stářími okolních těles v rámci centrálního moldanubického plutonického komplexu (CMPK)

2. Stavby v magmatických tělesech

Struktury a stavby v tělesech magmatických hornin jsou tvořeny v závislosti na reologických vlastnostech magmatu/horniny a odráží fyzikální procesy, odehrávající se v magmatu během jeho výstupu, vmístění a krystalizace. Reologické vlastnosti magmatu se výrazně mění se stoupajícím podílem krystalované fáze. Během krystalizace roste obsah krystalů v tavenině, dochází ke zvyšujícím se interakcím mezi jednotlivými agregáty a výrazně se zvyšuje viskozita magmatu (např. Cruden, 1990). Reologické vlastnosti magmatu se tak mění z newtonovského (<35% krystalů) na binghamovské (Fernandez a Gasquet, 1994). Vztahy mezi viskozitou a obsahem krystalů jsou však nejednoznačné, záleží na mnoha fyzikálních faktorech. Jedná se například o chemické složení, tvar a povrch krystalů, teplotně-tlakové podmínky a rychlost deformace (např. Weinberg a Podladchikov, 1994).

Magmatické stavby odrážejí různé fenomény: tokové struktury (Balk, 1937; Philpotts a Asher, 1994), které se tvoří během mechanicky řízeného toku (Abbott, 1989; Tobisch a Cruden, 1995) či během kompozičně nebo termálně řízené konvekce (Barriere, 1981), pulsy magmatu (např. Murray, 1979; Huppert et al., 1986), expanzi magmatického krbu (Holder, 1979; Ramsay, 1989), případně tektonicky řízenou dilataci krbu (Guineberteau et al., 1987; Hutton, 1988). Dále pak mohou reflektovat tvary intruze (za předpokladu, že jsou paralelní se stěnami krbu) (Davis, 1963; Vigneresse, 1990); orientaci strainu v magmatech podstupujících deformaci (Blumenfeld a Bouchez, 1988; Benn a Allard, 1989) a orientace staveb může též odrážet regionální deformaci (např. Hutton, 1988; Archango et al., 1994).

Mezi dva základní fyzikální aspekty, které ovlivňující tvorbu a vývoj vnitřních staveb v intruzivních tělesech patří tok magmatu během výstupu a vmístění a příspěvky regionálního napětí ("tektonického strainu") v pokročilejších fázích krystalizace magmatu (např. Paterson et al., 1998).

2.1. Stavby tokových procesů

Stavby tokových procesy odrážejí interní procesy uvnitř magmatického krbu, během nichž dochází k přednostní prostorové orientaci minerálních zrn (Balk, 1937). Jsou rozlišovány tři typy magmatického toku – rovnoměrný, nerovnoměrný a turbulentní. Při rovnoměrném toku mají vektory rychlosti identické magnitudo a orientaci při pasivním chování krystalů. V případě nerovnoměrného toku byly definovány tři dílčí typy chování

magmatu, a to: konvergentní, divergentní a progresivní nekoaxiální tok (přehled in Paterson et al., 1998). Konvergentní tok se objevuje během transportu magmatu ze širokého prostoru do úzkého kanálu, což je spojeno se zvýšením rychlosti toku a souběhem tokových linií (tvorba výrazných magmatických lineací). Při divergentním toku dochází naopak k poklesu rychlosti proudění, což vede k tvorbě magmatických planárních staveb (magmatických foliací), které jsou orientovány ve větších úhlech k tokovým rovinám a směru toku magmatu. Progresivní nekoaxiální tok se uplatňuje podél mechanických nestabilit v magmatickém tělese (např. vzájemný pohyb magmat s různou viskozitou a reologickými vlastnostmi). Schmelting et al. (1988) a Cruden (1990) uvádějí, že konvergentní tok se objevuje zejména v centrální části těles diapirů, divergentní tok naopak tehdy, když magma dosahuje vyšších částí magmatického krbu a šíří se směrem k okrajům. Nekoaxiální tok se pak přednostně tvoří při okrajích magmatického krbu. V případě turbulentního toku (stav kontinuální nestability) jsou vektory přemístění prostorově a časově značně variabilní a tudíž žádné jednoduché geometrické nebo časové vztahy mezi tokem a stavbami nebyly charakterizovány.

2.2. Stavby vzniklé na základě působení příspěvku regionálního napětí

Tento typ staveb může vznikat během syntecktonického vmístění plutonu nebo pozdějším přetiskem původních (tokových) staveb. Syntecktonické vmístění a krystalizace magmatického tělesa indikuje zejména přítomnost staveb, které mají přechodný magmatický a výšeteplotní subsolidový charakter. Dále, stavby vznikající regionálním přetiskem původních tokových staveb musí mít identickou přednostní prostorovou orientaci ve vztahu k příslušným strukturám okolních hornin (Paterson et al., 1998).

Struktury a stavby magmatických hornin, definované tvarovou přednostní orientací horninotvorných minerálů, jsou na základě proporce zbytkové taveniny a krystalů a teplotně-tlakových podmínek svého vzniku členěny do dílčích vývojových fází (Paterson et al., 1998). Jedná se o magmatické, hypersolidové, submagmatické, vysoko- a nízkoteplotní subsolidové fáze. Hypersolidové stavby vznikají během magmatického toku bez mikrostrukturní deformace, mají obvykle nižší intenzitu. Submagmatické stavby vznikají za vysokých obsahů krystalované fáze, kde již dochází k slabé deformaci krystalových mřížek některých minerálů. Geneze těchto staveb je často spojena s příspěvkem regionálního napětí. Výšeteplotní

subsolidové stavby pak vznikají v reologických podmínkách krystalované horniny. V tomto případě dochází k plastické deformaci hlavních minerálů a jejich částečné rekrystalizaci (Vernon, 2000).

2.3. Magmatické stavby

Magmatické stavby jsou definovány jako texturní anizotropie magmatické horniny bez příspěvku vnitřní deformace krystalů, vznikající za určitého obsahu taveniny. Jedná se zejména o paralelní až subparalelní orientaci idiomorfních krystalů (např. živců a amfibolů), mikrogranulárních enkláv a dalších heterogenit bez evidence vnitřní deformace. Podle Parka a Meanse (1996) mezi důležité fyzikální procesy při formování staveb při nízkých obsazích taveniny patří porézní tok (porous flow) a skluz podél hranic zrn (grain-boundary sliding). Podle Patersona et al. (1998) však nemusí být primární magmatické stavby v intruzivních tělesech zachovány z důvodu efektivního přetisku během událostí mladších, často za vyššího obsahu krystalované fáze v magmatu. Zaznamenané stavby v plutonech tak často odrážejí až události odehrávající se až v pozdních stádiích krystalizace magmatu. V podmínkách magmatického (hypersolidového a submagmatického stádia) lze identifikovat následující typy odpovídajících struktur (přehled in Paterson et al., 1998; Vernon, 2000): (i) Imbrikace rotovaných fenokrystů a “tilling”; (ii) přednostní prostorová orientace mikrogranulárních enkláv; (iii) deflexe staveb (lineací a foliací) okolo rigidních částic (např. xenolitů a enkláv); (iv) šlírovité zvrstvení (schlieren layering); (v) gravitační (way-up) struktury; (vi) magmatické vrásky a synmagmatické zlomy.

2.4. Stavby subsolidové fáze

Stavby subsolidové fáze odrážejí procesy, které probíhají v podmínkách solidu magmatické horniny (bez přítomnosti zbytkové taveniny). Jsou charakterizovány přítomností vnitřní deformace a částečné rekrystalizace primárních minerálních agregátů. Základními typy subsolidových staveb je subsolidová foliace a subsolidová lineace. Členění subsolidových staveb na vysokoteplotní a nízkoteplotní je definováno dle reologického chování draselného živce. Tento minerál se do teplot okolo 450°C deformuje křehce, za teplot vyšších pak u něj dochází k rekrystalizaci a deformaci duktilního charakteru. Základní kritéria pro identifikaci výseteplotních subsolidových staveb jsou následující (Vernon, 2000): (i) Přítomnost duktilní deformace a rekrystalizace minerálních agregátů; (ii) Tvorba rekrystalovaných chvostů za

deformovanými zrny ; (iii) Protažení domén rekrystalovaných minerálních agregátů; (iv) Aktivita deformačního mechanismu redukce velikosti zrn; (v) Výskyt anastomózních struktur okolo méně deformovaných reliktních zrn ; (vi) Tvorba myrmekitů; (vii) Evidence mikroklinového dvojčatění ; (viii) Výskyt “ohnivé” mikrostruktury perthitů a (ix) Přítomnost exolučních odmišenin albitu.

2.5. Nízkoteplotní subsolidové stavby

Nízkoteplotní subsolidové stavby jsou charakterizovány výskytem nepenetrativních deformačních struktur, zejména pak fraktur, textur tlakového rozpouštění a rekrystalizace minerálních fází na nízkoteplotní fáze. Tvorba mikrofraktur minerálů je výsledkem koncentrace orientovaného napětí v prostorech mezi zrny, kdy se hornina nacházela v submagmatickém stavu. Za nízkoteplotní subsolidové fraktury se považují ty, které splňují následující podmínky: (i) Porušují jednotlivá zrna, každý krystal musí být v kontaktu s taveninou, (ii) minerální fáze porušená frakturou musí být kompozičně a krystalograficky homogenní a kontinuální po celý průběh fraktury, (iii) charakter fáze vyplňující puklinu musí být kompatibilní s reziduální granitickou taveninou.

3. Mechanismy vmístění

3.1. Výstup magmatu

Výstup magmatu je proces, při kterém dochází k přemístění taveniny z místa její geneze do místa jejího finálního vmístění a krystalizace. Rozlišují se 3 základní typy výstupu (Petford, 1996): (i) diapirismus, (ii) výstup po žilných systémech a (iii) výstup po zlomech či deformačních zónách.

Diapirismus je proces, kdy jednotlivé pulsy magmatu na základě viskózního a hustnotního kontrastu vystupují skrze termálně změkčené okolní horniny (např. Marsh, 1982; Petford et al., 1993) a vytvářejí koncentrická tělesa. Typickým znakem diapirů je paralelní orientace staveb v plutonu a jeho strukturní aureole. Při výstupu po žilných systémech tavenina využívá preexistující extenzní puklinové systémy, případně sama iniciuje jejich vznik a propagaci. V případě výstupu podél deformačních zón vznikají výrazně protažená tělesa, která vykazují paralelní orientaci s hostitelskou strukturou. Tento typ výstupu lze

jednoznačně identifikovat na základě časové aktivity dané struktury, která je úzce spjatá se stářím a tvorbou staveb v intruzi.

Z hlediska rychlosti výstupu se jako nejpomalejší jeví diapirismus, kdy je rychlost výstupu řízena rozdíly v hustotě a viskozitě mezi taveninou a okolními horninami. Rychlost výstupu po žilných systémech je řízena čistě fyzikálními vlastnostmi taveniny a je řádově rychlejší než diapirismus (Clemens a Mawer, 1992). Dalšími faktory ovlivňující výstup magmatu jsou pak regionální napětí a celkový objem magmatu.

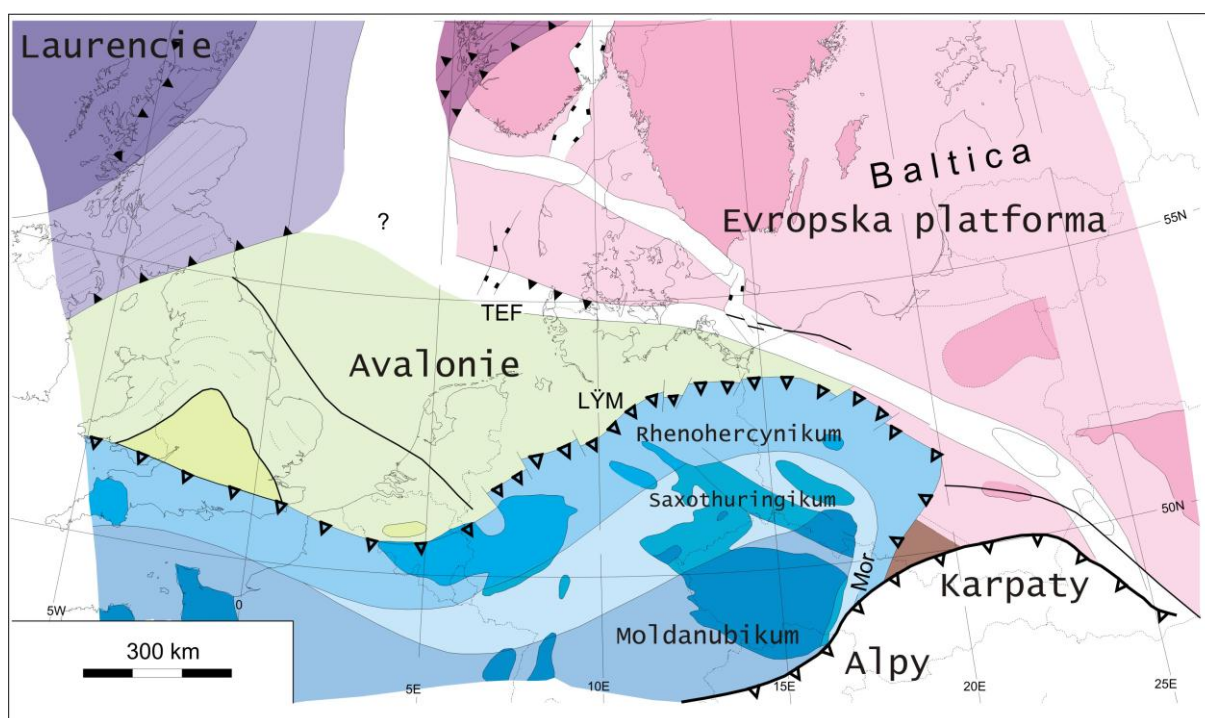
3.2. Vmístění

Vmístění je soubor procesů, během nichž dochází k vytvoření prostoru pro intruzi magmatu. Docházet k nim může za různých tektonických režimů – kompresních, dilatačních, případně při horizontálních posunech, a to ve všech krustálních úrovních. Často zde dochází i ke změně směru toku z vertikálního na horizontální. Vliv na charakter vmístění magmatu mají především hustotní rozdíly mezi magmatem a okolními horninami, P-T podmínky okolních hornin a jejich případná synchronní deformace (Vigneresse, 1995; Petford et al., 2000). Vytvořit dostatečný prostor pro intruzi lze změnou objemu kůry, kdy dochází buď k vyklenutí nadloží, nebo naopak poklesu MOHO. Existují však i procesy, při kterých ke změně v objemu kůry nedochází, a to například ballooning, což je expanze plutonu vedoucí ke zkrácení v okolních horninách. Dalšími mechanismy jsou stoping (Paterson a Miller, 1998a), kdy dochází k pasivnímu zapadávání bloků hostitelských hornin do magmatického rezervoáru, a asimilace, při níž dochází k částečnému nebo úplnému rozpouštění fragmentů okolních hornin v magmatu. Méně časté jsou pak mechanismy jako kolaps kaldery, doming, případně aktivita zlomových struktur časově a prostorově spjatých s daným tělesem (Clarke 1992, Paterson a Fowler, 1993).

4. Regionálně-geologický přehled

4.1. Variské procesy a regionálně-geologický vývoj Českého masivu

Pro celkový geodynamický vývoj Českého masivu měly zásadní význam variské orogenní procesy, které probíhaly v období od svrchního devonu (cca 380 Ma) až po svrchní karbon (cca 300 Ma). Příčinou bylo uzavírání a subdukce Rheického oceánu a následná kontinentální kolize dílčích mikrodesek mezi kontinenty Gondwanou a Laurusií (např. Franke, 2000). Variské orogenní pásmo (obr. 1) je v regionálním měřítku členěno na dílčí superjednotky, které se vyznačují odlišným litologickým složením, stářím, tektonickým a metamorfním vývojem, geologickou pozicí (např. Linnemann et al., 2008). Jedná se o: (i) Rhenohercynikum obsahující slabě metamorfované klastické sedimenty, (ii) severní fylitovou zónu jako úzký pás hornin Rheické sutury, (iii) středoněmecký práh, (iv) saxothuringikum, jako metamorfované horniny spodního paleozoika s vysokotlakými horninami v příkrovové pozici, (v) moldanubikum jako vysoce metamorfované horniny spodní a střední kůry variského orogenu s výskytem širokého spektra magmatických hornin a (vi) jednotku Moravosilezika jako slabě přepracovaný kadomský basement s varisky výše metamorfovanými horninami v příkrovové pozici.



Obr. 1: Schématická mapa variského orogenu s vyznačením jeho vnitřní zonality

4.2. Základní členění ČM a charakteristika jednotek

Jednotka Českého masívu (obr. 2a) je nejvýchodnějším reliktem variského orogenu s členěním na dílčí jednotky (viz charakteristika níže):

(I) Saxothuringikum s. s.

Jednotka se skládá ze dvou částí (Kröner et al., 1995; Siebel et al., 1997): (i) Autochtonní patro je tvořené kadomským fundamentem, tvořený ortorulami a migmatity. Na něj diskordantně nasedá sled slabě metamorfovaných paleozoických sedimentů. (ii) Alochonní patro je tvořeno příkrovem vysoce metamorfovaných hornin s původem v kořenové zóně variského orogenu. Alochton se též vyznačuje stratigrafickou i metamorfní inverzí. Do komplexu metamorfovaných hornin byla dále vmístěna tělesa variských granitoidních hornin (např. komplexy smrčinského a karlovarského plutonu).

(II) Západní Sudety (Lugikum)

Západní sudety jsou pokračováním Saxothuringika s. s. Autochton je tvořen opět kadomským fundamentem (neoproterozorické horniny lužické drobové formace s tělesy prevariských granitoidů lužického plutonu a krkonošsko-jizerských, sněžnických ortorul). Alochtonní jednotka je budována soustavou příkrovů s nárůstem HP-LT metamorfózy směrem k východu. V závěru orogenních procesů došlo k vmístění pozdně syntektonických granitoidů (celkový přehled in Pin et al., 1993; Kröner et al., 1995; Marheine et al., 2002).

(III) Tepelsko-Barrandienská oblast

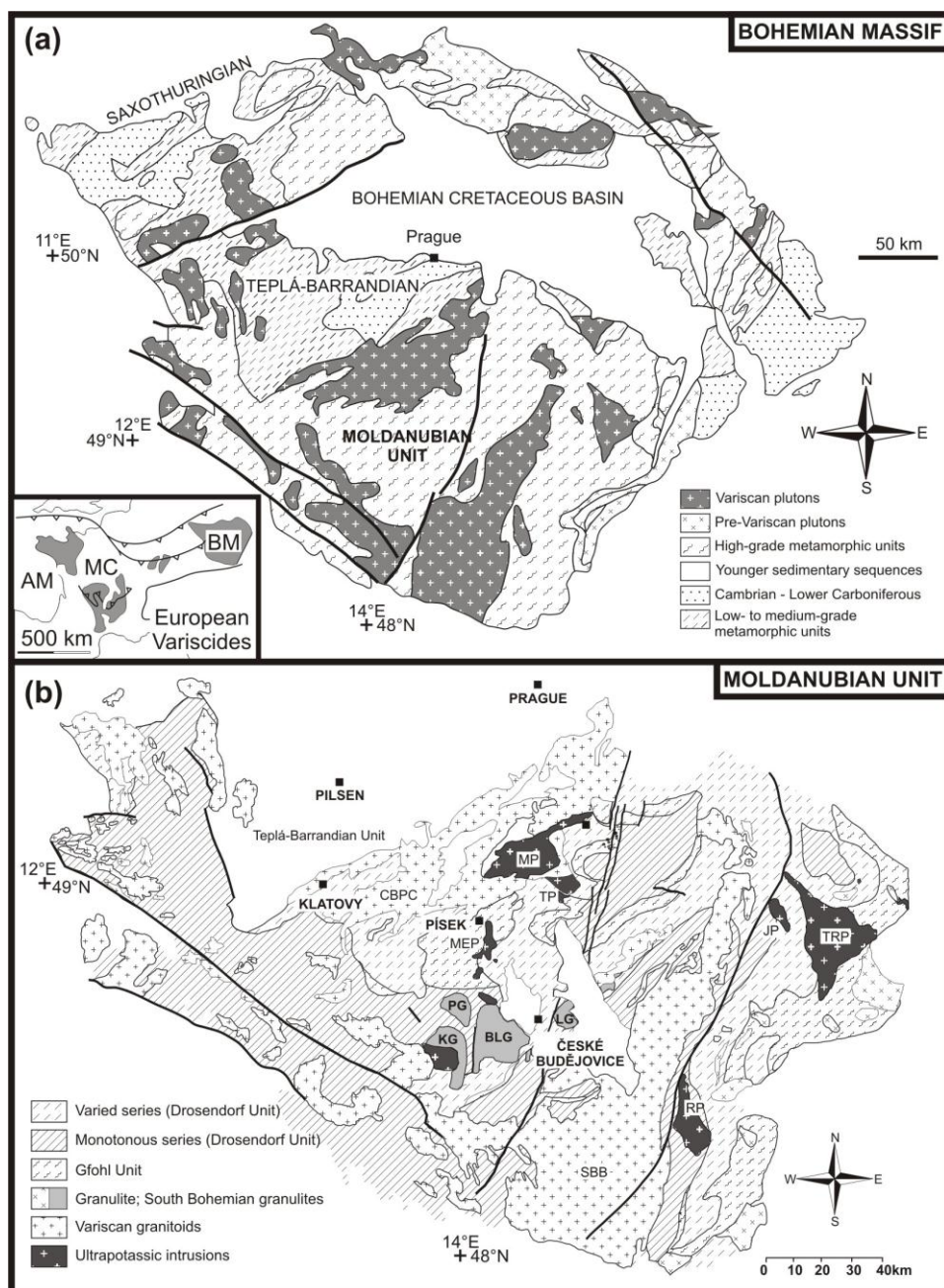
Jedná se o starší fragment prevariské kůry čili kadomsky slabě metamorfovaný fundament (metadroby a metaprachovce), na němž diskordantně spočívají sledy spodnopaleozoických sedimentů (např. Chlupáč et al., 1992). Celý komplex hornin tepelsko-barrandienské oblasti prodělal během variských procesů deformaci a slabou metamorfní přeměnu s nejvyšší intenzitou v okrajových částech jednotky na západě a jihozápadě. Magmatická aktivita je zde reprezentována tělesy bazických a granitoidních hornin kambro-ordovického stáří a mladších granitoidních plutonů variského stáří.

(IV) Moldanubikum

Jednotka moldanubika (obr. 2b) se vyskytuje v jižní a jihozápadní části Českého masívu. Zahrnuje varisky vysoce metamorfované horniny spodní a střední kontinentální kůry o různém stáří a složení protolitu. Jedná se o tzv. kořenovou zónu variského orogenu (Vrána et al., 1995; Schulmann et al., 2009).

(V) Moravosilezikum

Moravskoslezská oblast tvoří nejvýchodnější část Českého masivu. Její západní část, výrazněji varisky přepracovaná, se nazývá moravikum. Stavba moravika se vyznačuje inverzní metamorfní zonálností a existencí východovergentní variské příkrovové stavby. Jedná se o segment brunovistulika v autochtonní pozici, který byl spolu se svým paleozoickým pokryvem částečně varisky deformován. Brunovistulikum je tvořeno zejména proterozoickými granitoidy a metabazity. Alochtonní části tvoří fylity, svory a ruly s vložkami amfibolitů, erlanů a kvarcitů



Obr. 2: schématická mapa Českého masivu (a) a jednotky moldanubika (b)

4.3. Litologie a tektonometamorfní vývoj Moldanubika

Moldanubikum je členěno na dvě hlavní litotektonické podjednotky (Dallmeyer et al., 1995; Franke, 2000): gföhlskou a drosendorfskou. Gföhlská jednotka zahrnuje spodně-korové horniny (granulity, ortoruly, migmatity) které prodělaly HP-HT metamorfózu a následnou rychlou exhumaci a reekvilibraci v středních úrovních kontinentální kůry. Drosendorfská jednotka zahrnuje metasedimentární komplex (pararuly, migmatizované pararuly, migmatity s vložkami kvarcitů, mramorů, grafitických břidlic, amfibolitů a granitických rul; dříve rozlišováno na pestrou a monotónní skupinu), tj. středně korové horniny bez variské vysokotlaké metamorfní historie. Metamorfní podmínky hornin drosendorfské jednotky odpovídají tlakům ca. 10 kbar a teplotám v rozmezí 650-750°C (Petrakakis, 1997; Racek et al., 2006). Maximální metamorfóza gföhlské jednotky pak probíhala až v podmínkách nižší eklogitové facie (900-1050°C a 16-18 kbar; ~20 kbar, 650°C, Medaris et al., 1995; Štípská a Powell, 2005), následována reekvilibrací za nižších tlaků a vysokých teplot v podmínkách vyšší amfibolitové facie (10 kbar, 650-700°C, např. Schulmann et al., 2009). Variský vývoj moldanubické oblasti v Českém masivu se skládá z dvou odlišných tektonometamorfních fází: moravo-moldanubické fáze (345-330 Ma) a Bavorské fáze (330-315 Ma). Během iniciačních vývojových fází moravo-moldanubické fáze dochází vlivem pokračující konvergence (saxothuringické západovergentní subdukce 370-340 Ma; Franke, 1989; Zulauf, 1999) ke ztluštění kůry moldanubika a vysokoteplotní, vysokotlaké metamorfóze v hlubších úrovních kůry (Carswell 1991; Becker a Altherr 1992; Kotková et al., 1997; O'Brien, 2000). Procesy dále pokračují exhumací HT-HP metamorfovaných hornin gföhlské jednotky do středních úrovní kůry moldanubika, která je reprezentovaná drosendorfskou jednotkou (Dallmeyer et al., 1995; Franke, 2000). Žák et al. (2005) navrhuje model, podle kterého se exhumace vysoce temperovaných hornin moldanubika objevila v relativně široce termálně změkčené transpresní zóně podél SV-JZ směřujícímu magmatickému systému Středočeského plutonu. Moravo-moldanubická fáze zahrnuje konečné nasunutí hornin moldanubika přes jednotky západní části moravika (Suess, 1926; Schulmann, 1990; Fritz a Neubauer, 1993; Schulmann et al., 1991, 2005). Finger et al. (2007) předpokládá, že východní část Českého masivu může být interpretována jako akreční klín, který je postupně podsouván materiálem gföhlského a moravského teránu. Finální fáze moravo-moldanubické fáze jsou charakterizovány silnou LP-HT regionální metamorfózou (datována na 335 Ma U-Pb metodou na monazitu, Friedel, 1997), která je spojena s rozsáhlým výzdvihem (exhumací) hornin. Bavorská fáze reprezentuje plně samostatné stádium variské orogeneze v Českém masivu. Je význačná

zvýšeným termálním efektem (LP-HT regionální metamorfóza kombinována s výstupem a krystalizací širokého spektra granitoidních hornin) a tektonickou remobilizací kůry v jihozápadním sektoru Českého masivu. Tyto procesy byly pravděpodobně spuštěny pozdně variskou delaminací litosférického pláště. Bavorská fáze přetiskla západní části moravo-moldanubického pásma (Finger et al., 2007).

Variská deformační historie moldanubika vykazuje rané vertikální metamorfní stavby SSV-JJZ průběhu, často spojené s výskytem výštlakých minerálních asociací. Ty jsou napříč jednotkou efektivně přetištěny plochými až mírně ukloněnými stavbami spojenými s MP až LP a HT minerálními asociacemi. Tyto stavby často vykazují výskyt intenzivně vyvinutých SV-JZ orientovaných minerálních lineací. Tvorba primárních strmých staveb je datována v rozmezí 350-340 Ma, superpozice plochých pak v intervalu 340-335 Ma (Vrána et al., 1995; Willner et al., 2002; Verner et al., 2008). V JZ části moldanubika jsou v podmínkách nízkých tlaků a relativně vysokých teplot tyto relativně starší generace metamorfních staveb heterogenně přetištěny SZ-JV orientovanými foliacemi s výskytem subhorizontálních lineací. Tento poslední regionální event spadá do časového období 330-325 Ma (Büttner et al., 1999).

4.4. Magmatická aktivita v moldanubiku

Výskyt širokého spektra magmatických hornin, zejména pak granitoidního složení je pro nižší úroveň intenzivně metamorfované kůry zcela charakteristický. V rámci jednotky moldanubika se vyskytuje několik genetických skupin granitoidních hornin, které odráží měnící se charakter magmatismu během orogenních procesů (např. Finger et al., 1997; Schaltegger et al., 1997):

1. skupina (370-340 Ma). Granitoidy I-typu (diority, tonality, granodiority), které mají nízký obsah K₂O (ale vyskytují se i horniny s vysokým obsahem K₂O), obvykle s amfibolem. Často se objevují v asociaci s diority a gabry. Mohou být interpretovány jako granitoidy magmatických oblouků spojených se subdukcí raně variských oceánů. Do této etapy spadá vmístění středočeského plutonického komplexu.

2. skupina (cca 340 Ma). Jedná se o spodnokarbonské deformované synkolizní granity nebo magmatity I-typu. Objevují se v podloží gföhlské jednotky a pravděpodobně reprezentují synkolizní tavení kontinentální kůry.

3. skupina (340-310 Ma). Tyto granitoidy mají převážně granitické složení a vyskytují se hojně podél centrální osy orogénu. Tato zóna byla pod vlivem vysokého tepelného toku, pravděpodobně v důsledku postkolizní extenze a magmatického podsouvání. Jedná se o: (i) hořečnato-draselné plutonity s vysokým obsahem K₂O a zároveň s vysokými obsahy kompatibilních prvků, jako Mg a Cr. Magmata vznikala mísením mafického a felsického magmatu. (ii) Horniny s vysokým obsahem K₂O, mírně peraluminické, někdy metaaluminické, s megakrysty K-živce. Do této skupiny patří například granitoidy typu Weinsberg. (iii) Středně peraluminické granity S-typu s muskovitem nebo cordieritem a granátem jako indikátorem přesycení Al jako jsou například granitoidy typu Eisgarn. (iv) Leukokrátní, minimálně peraluminické granity S-typu, jemnozrné s primárním muskovitem.

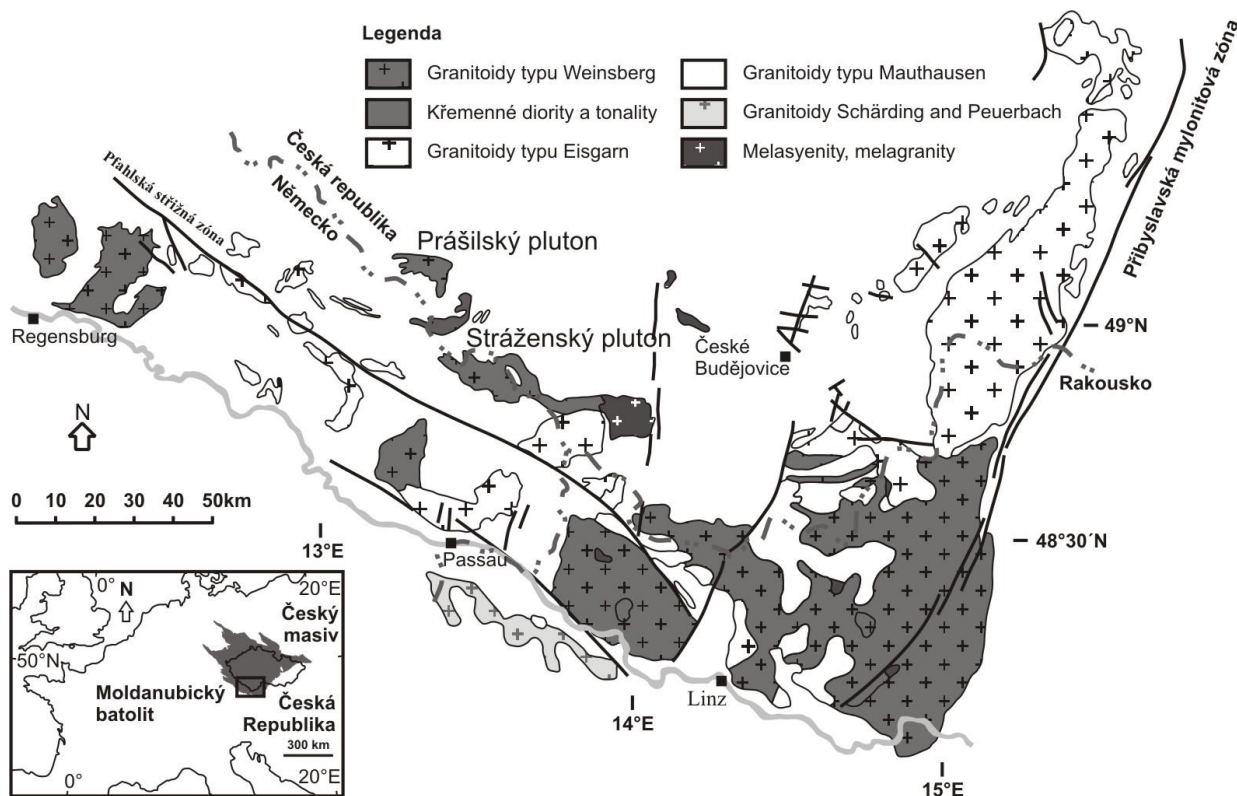
4. skupina (310-290 Ma). Jedná se o pozdně variské postkolizní granitoidy, metaaluminické až mírně peraluminické tonality, granodiority a granity, na základě vysokých obsahů sodíku se řadí mezi I-typy.

5. skupina zahrnuje leukokrátní granitoidy A-typu s vysokým obsahem Y, slabě peraluminické až metaaluminické s vysokými obsahy K, Rb a Th, s vysokým poměrem FeO/MgO. Běžný je fluorit jako indikátor nabohacení magmatu fluorem. V rámci jednotky moldanubika je možné definovat několik různých magmatických komplexů a plutonů, které odráží různá stadia geodynamického vývoje oblasti a magmatické aktivity během variských procesů. Mezi dvě nejvýznamnější tělesa patří středočeský plutonický komplex, který je reliktem variského magmatického oblouku nad saxothuringickou subdukční zónou (Holub 1997; Žák et al., 2005) a Moldanubický plutonický komplex jako postkolizní těleso I/S a S typů peraluminických granitoidů (např. Gerdes et al., 2000).

4.5. Moldanubický plutonický komplex

Centrální moldanubický plutonický komplex (CMPK) (obr. 3) je největším magmatickým komplexem evropských variscid. Nachází se v jižní části Českého masivu, v komplexu částečně exhumovaných, vysoce metamorfovaných hornin drosendorfské jednotky moldanubika. Intruze na severu a na východě mají ostré kontakty s okolními horninami, hlubší partie komplexu jsou odkryty na západě, kde tyto magmatické horniny často přecházejí do anatektických rul. Na základě mineralogického a chemického složení se rozeznává několik základních typů magmatických hornin. CMPK je složen ze dvou hlavních magmatických suit: (i) granitoidy typu Weinsberg a (ii) granitoidy typu Eisgarn. Minoritně se vyskytují i další

typy, například granitoidy typu Mauthausen, které tvoří část kompozitního plutonu Weinsberg a další menší tělesa v západní větvi CMPK. Z velkého množství geochronologických dat, pořízených zejména v Rakousku a Německu (shrnutí in Gerdes, 2001) vyplývá, že převážná část komplexu byla vmístěna v časovém rozmezí 333-326 Ma.



Obr. 3: Moldanubický plutonický komplex

4.5.1. Granitoidy typu Eisgarn

Jedná se o relativně mladší, posttektonické S-typové granitoidy výrazně peraluminického složení - jemně až středně zrnité biotitické granity a dvojslídny granity s alkalickoživcovými fenokrysty. V rámci moldanubického plutonického komplexu zaujímají především jeho severovýchodní část (např. tělesa Klenovského, Mrákotínského, Melechovského plutonu atd.). Lze vymezit 3 základní skupiny granitoidů typu Eisgarn (Klomínský et al., 2008; Breiter et al. 1998): Eisgarn sk. 1, který se dále dělí na: (i) varietu Mrákotín (jemně až středně zrnitý, místy porfyrický dvojslídny granit), (ii) varietu Číměř (středně až hrubě zrnitý, převážně porfyrický dvojslídny granit), (iii) varietu Eisgarn s. s. (texturně více variabilní, převážně hrubozrnný, místy porfyrický biotit-muskovitický granit), (iv) varietu Lásenice-Deštná (jemně až středně zrnitý biotitický granit), (v) varietu Bílý kámen (jemnozrnný, místy porfyrický granit), (vi) varietu Lipnice (střednězrnitý granit).

Skupina Landštejn se skládá z variet (i) Zvůle (středně- až hrubozrnný alkalicko-živcový granit), (ii) Čeřínek (hrubozrnný, místy slabě porfyrický granit) a (iii) Melechov (středně- až hrubozrnný alkalicko-živcový granit). 3. Skupina Homolka obsahuje variety: (i) Homolka (střednězrnitý, muskovit-alkalicko-živcový granit, (ii) Lagerberg a Kozí Hora (středně zrnité, biotitické granitoidy), (iii) varieta Galthof (porfyrický, středně zrnitý, alkalicko-živcový muskovitický granit) a (iv) Stvořidla (jemně- až střednězrnitý, alkalicko-živcový muskovitický granit.

V diagramu QAPF spadají granitoidy typu Eisgarn do pole monzosyenitu, monzogranitu až alkalickoživcového granitu. Hodnoty Shandova indexu je řadí mezi sub- až peraluminické horniny. Jsou složeny především z křemene, K-živce, plagioklasu (obvykle oligoklas), biotitu a muskovitu. Akcesoricky se vyskytují především apatit, zirkon, monazit a ilmenit. Hojný je též andalusit, sillimanit a další alumosilikáty. Jsou nabohaceny LREE, Li, Rb, Cs, naopak mají nižší obsahy Ca, Sr a Ba, dále mají vyšší poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a Rb/Sr.

Krystalizační stáří granitoidů typu Eisgarn spadá do období 327-316 Ma. Jednotlivé variety byly datovány na 326.98 ± 0.27 (Mrákotín, U/Pb (monazit), Žák et al., 2010), 327 ± 4 (Číměř, U/Pb (monazit), Friedl et al., 1996), 324 ± 8 (Eisgarn s. s., Gerdes et al., 1998).

Magmata granitoidů typu Eisgarn vznikala pravděpodobně parciálním tavením biotitem bohatých pararul (např. René et al. 1999, 2008).

4.5.2. Granitoidy typu Weinsberg

Granitoidy typu Weinsberg představují relativně starší magmatickou suitu moldanubického plutonického komplexu. Jedná se o syntektonické monzosyenity, monzogranity až alkalicko-živcové granity se smíšenou I/S typovou charakteristikou. Budují převážnou část západní větve moldanubického plutonického komplexu. Na území České republiky tvoří několik těles, např. prášilský, vyderský, stráženský, aigenský pluton a pluton Vítkova Kamene.

Granitoidy typu Weinsberg mají značně variabilní složení od mafických, křemen-monzodioritických variet s ortopyroxenem přes silně porfyrické biotitické granity (dominantní

litologie) až po felsické koncové členy s muskovitem. Vmístění a krystalizace granitoidů typu Weinsberg odpovídá časovému rozpětí ~331-323 (Finger et al., 2003; Gerdes et al., 2003). Na základě systematické studie morfologie zirkonů byly definovány dvě hlavní skupiny granitoidů typu Weinsberg: (i) typ I má více I-typovou charakteristiku a dále se dělí na podskupiny A – B. Do skupiny A patří granitoidy relativně více bohaté Al_2O_3 a jsou bohatší obsahem SiO_2 než varieta B. (ii) typ II má S-typovou charakteristiku. Obsahy SiO_2 v případě granitoidů typu Weinsberg jsou mírně variabilní (pro WGI kolísají v rozmezí 56-73 hm%, pro WGII pak v rozmezí 65-76%).

Hlavní růstová fáze zirkonů ve všech skupinách granitoidů typu Weinsberg probíhala okolo 325 Ma. U-Pb datování na monezitech indikují, že všechny tři typy (Ia, Ib a II) jsou syngenetické (Friedl et al., 1996). Jednotlivé variety granitoidů typu Weinsberg byly datovány na 328,8 \pm 4,1 Ma (WG 1a), 327,8 \pm 3,1 Ma (WG Ib) a 326,7 \pm 3,8 Ma (WG II) (Scharbert (1987), Liew et al. (1989); Frank et al. (1990), Finger and von Quadt (1992) a Gerdes (2001)).

Existuje několik mírně odlišných názorů na genezi granitoidů typ Weinsberg: (i) Parciální tavení plagioklas-biotitových rul při teplotách nad 850°C, tlacích pod 1 GPa (Finger a Clemens, 1995; Büttner a Kruhl, 1997; Gerdes et al., 1998, 2000a). (ii) Parciální tavení vulkanosedimentárních sekvencí, rul a amfibolitů (Gerdes 2001) a (iii) Mísení mafických a kyselých magmat (Gerdes, 2001). V případě vzniku mafických variet weinsberských granitoidů je předpokládán tavení heterogenního spodnokorového zdroje s vysokým obsahem draselného živce a biotitu (Finger a Clemens (1995)). Oproti tomu Koller (1994) a Klötzli et al. (2001) předpokládají, že tato magmata s ortopyroxenem byla kontaminována staršími xenolity korového původu a tyto ortopyroxeny jsou xenokrysty odvozené z kadomských magmatických hornin a byly inkorporovány do weinsberských magmat.

4.5.3. Petrografie granitoidů typu Weinsberg

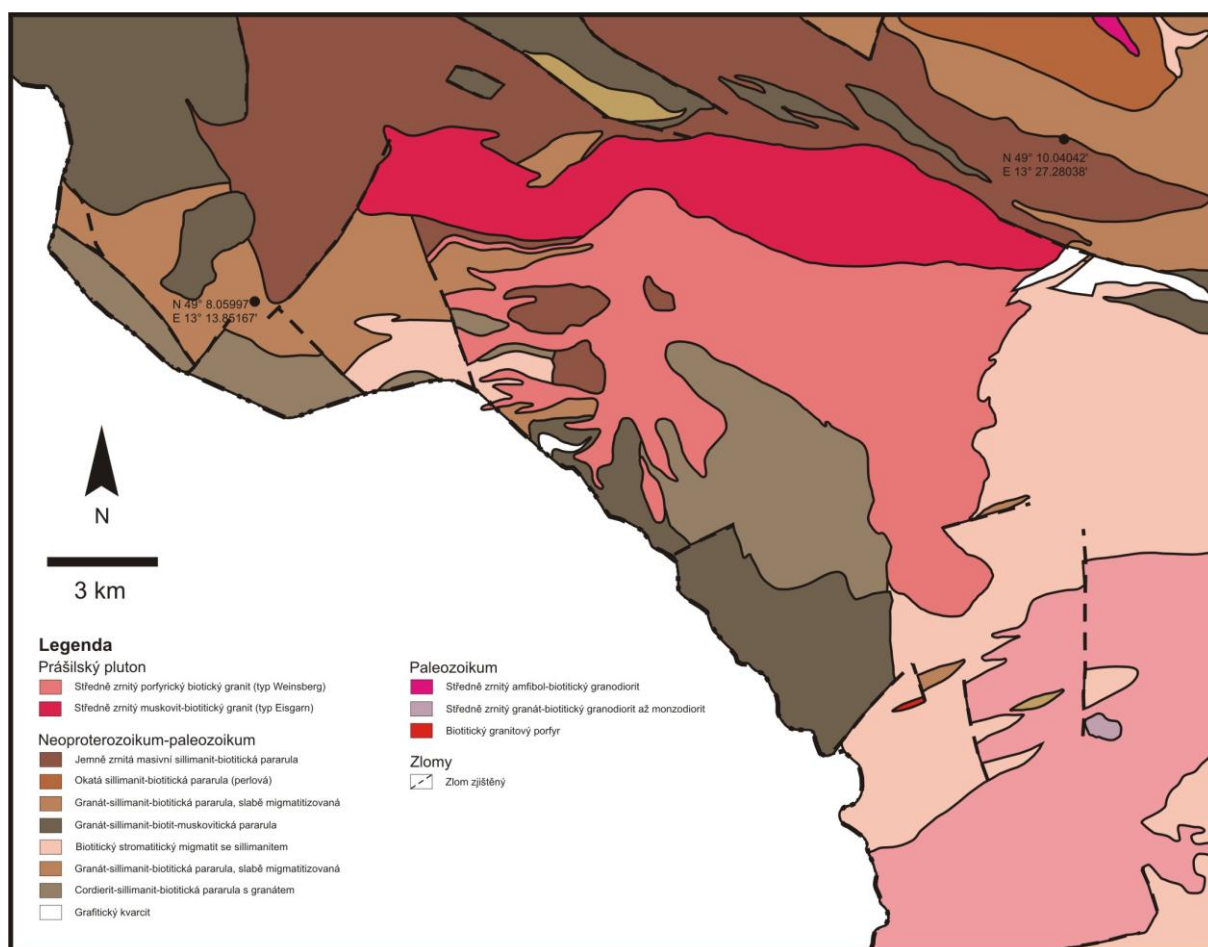
Biotitický granit až granodiorit typu Weinsberg je středně- až hrubozrnná, silně porfyrická hornina makroskopicky tmavé barvy. Je tvořena draselným živcem, kyselým plagioklasem (oligoklas až andezín), křemenem, biotitem a v podružném množství amfibolem. Z akcesorií je přítomen především zirkon, dále pak apatit, ilmenit a titanit. Porfyrické vyrostlice draselného živce (ortoklasu) jsou obvykle 1-5 cm velké, často

perthitické. Minerály v základní hmotě, kterou tvoří plagioklas, křemen biotit, mají velikost kolem 3-5 mm. Plagioklas vytváří idiomorfní jedince, často karlovarsky zdvojitě. Stejně jako draselný živec může podléhat sericitizaci. Zrna křemene jsou rekrystalovaná, zhasají undulózně. Biotit tvoří lupenité agregáty, které jsou silně pleochroické (světle žlutá až tmavě hnědá).

4.6. Regionální geologie studovaného území

Studované území se nachází v oblasti jihozápadních Čech na Šumavě. Z geologického pohledu je tvořeno vysoce metamorfovanými horninami monotónní skupiny drosendorfské jednotky moldanubika, které jsou pronikány granitoidy typu Weinsberg, a to tělesy prášilského a stráženského plutonu, dále pak několika menšími tělesy a v omezené míře dalšími drobnými intruzemi charakteru „sheets“. Studované území těsně sousedí s oblastí bavarika, což je krustální element, o jehož původu se vedou rozsáhlé diskuze. Finger et al. (2007) na základě přetisku starších staveb SZ-JV foliacemi jak v bavariku, tak v šumavském moldanubiku, usuzuje, že bavarikum nemůže mít charakter teránu. Tuto domněnku potvrzuje i Kalt (1999, 2000), která podle podobných stárí magmatických těles na obou stranách Pfahlské střížné zóny a HT-HP metamorfózy rovněž odmítá, že by bavarikum mělo charakter teránu. Oproti tomu Siebel et al. (2008) na základě geochemické signatury předpokládá, že magmata na obou stranách Pfahlské střížné zóny vznikly z rozdílných zdrojů, tudíž i basementy musí být rozdílné.

Prášilský pluton (obr. 4) má v erozním řezu trojúhelníkový tvar, přibližně o rozměrech 12 x 8 km, v jeho jihozápadní části granitoidy pronikají do komplexu okolních hornin ve formě dílčích apofýz. Pluton je tvořen střednězrnitým až hrubozrnným, silně porfyrickým biotitickým granitem typu Weinsberg (jižní části tělesa) a jeho střednězrnitou, slabě porfyrickou okrajovou facií, tvořící severní okraj plutonu. Kontakty s okolními horninami jsou převážně intruzivní, nicméně na západním a východním okraji plutonu byly mapovány i kontakty zlomové.

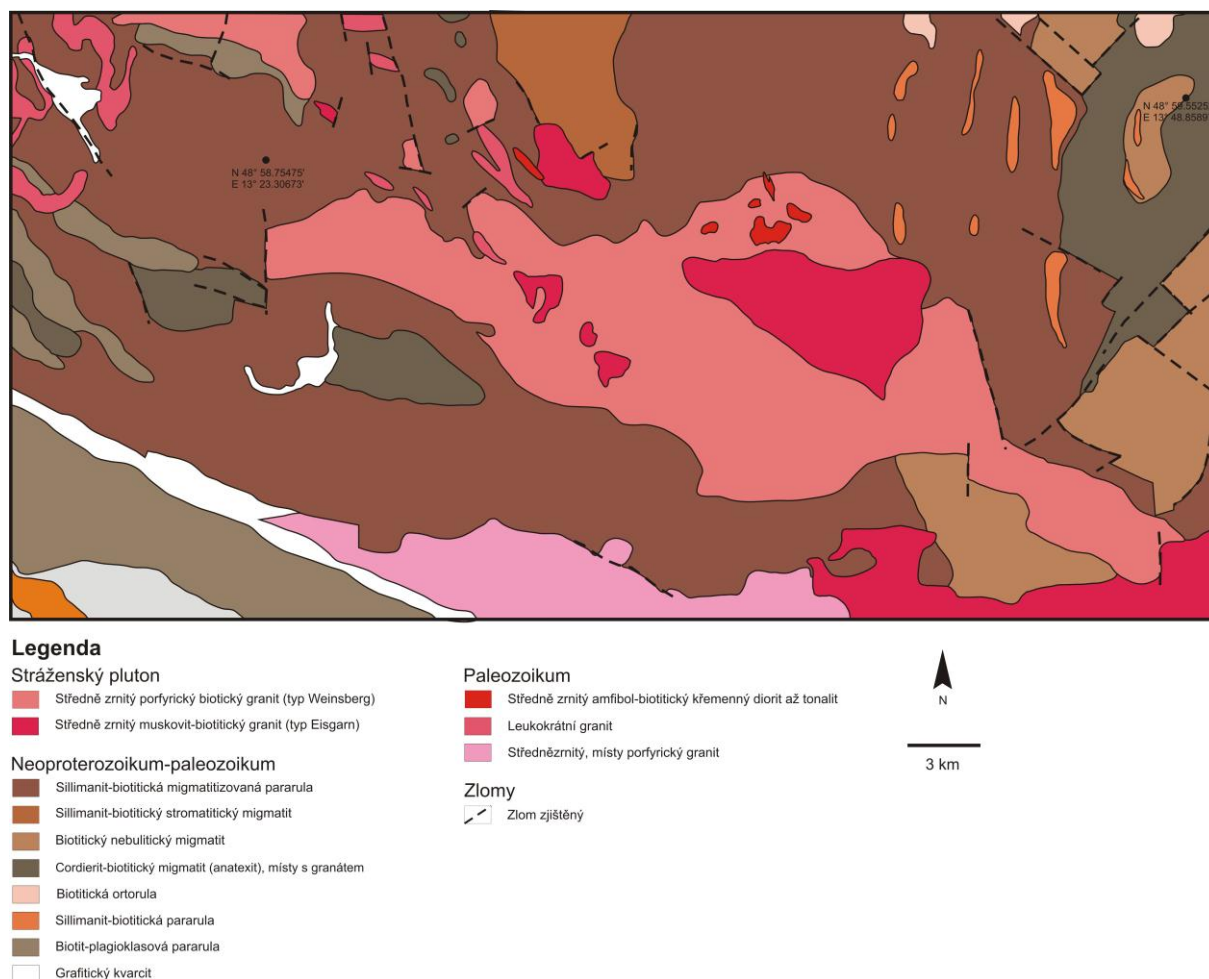


Obr. 4: Geologická mapa prášílského plutonu a okolních hornin monotónní skupiny moldanubika.

Severní okolí prášílského plutonu je tvořeno jemnozrnnou sillimanit-biotitickou pararulou, horninou drobového charakteru s výraznou převahou biotitu nad muskovitem. Východní část území, tj. prostor mezi prášílským a vyderským plutonem, vyplňují biotitické stromatitické migmatity se sillimanitem. Mají dobře vyvinutou páskovanou stavbu, leukosom se skládá z draselného živce, plagioklasu a křemene, melanosom pak z biotitu a podřízeně ze sillimanitu. Jižní část území je budována cordierit-sillimanit-biotitickou pararulou, místy s granátem. Z a SV okraje vymezeného území zaujímá slabě migmatizovaná granát-sillimanit-biotická pararula, tmavé minerály jsou v převaze nad světlými, leukosom se koncentruje v čočkovitých agregátech. Polohy dalších horninových litologií jako jsou mramory, kvarcity a amfibolity se v rámci studovaného území vyskytují pouze ojediněle.

Stráženský pluton (obr. 5) má v současném erozním řezu protáhlý tvar ve směru ZSZ-VJV o rozměrech přibližně 30x10 km. Pluton je tvořen převážně středně až hrubě zrnitým, silně porfyrickým biotitickým granitem typu Weinsberg, avšak jeho centrální část tvoří

muskovit-biotitický granit (typ Eisgarn). Kontakty s okolními horninami jsou převážně intruzivní, i když hlavně v západní a východní části tělesa byly zjištěny i kontakty tektonické, které mají shodný směr se S-J orientovaným systémem zlomů.



Obr. 5: geologická mapa stráženského plutonu a okolních hornin monotónní skupiny moldanubika

Okolí stráženského plutonu je tvořeno především různými typy pararul a migmatitů. Na severu, západě a jihu pluton intrudoval do komplexu stromatitických a nebulitických migmatitů s cordieritem, případně andalusitem, sillimanitem či granátem. Na východě má pluton intruzivní kontakt s komplexem granitoidních hornin (muskovit-biotitický granit s turmalínem, eisgarny typu Třístoličník a Plechý, durbachity Knížecího Stolce). Další litologie se na studovaném území vyskytují jen podřízeně. Jedná se především o kvarcity vázané na zlomové systémy a především pfahlskou střížnou zónu, která protíná JZ část studovaného území v přibližně SZ-JV směru, dále pak perlovou rulu, leukogranity a četné menší intruze. Zlomy bývají vyplněny žilami granitických porfyrů, aplitů či lamprofyrů.

5. Geochemie

Pro geochemickou charakteristiku hornin prášilského a stráženského plutonu bylo použito jednak analýz z databáze ČGS (autoři J. Babůrek, K. Breiter, P. Jakeš, Z. Pelc), a pak vlastních analýz, které byly provedeny v Activation laboratories, Ontario, Kanada. V této práci jsou použity analýzy obsahující hlavní oxidy a vybrané stopové prvky, stanovené pomocí metody ICP-MS.

5.1. Odběr a příprava vzorků

Vzorky pro geochemickou analýzu byly odebírány z přirozených výchozů, a to v relativně větších kusech o váze 15-30 kg. Takto velké množství je potřeba především kvůli stanovení obsahu stopových prvků, které jsou vázány hlavně na akcesorické minerály. Ty bývají často nerovnoměrně distribuovány, zvláště v tak hrubozrnných horninách, jakou jsou granitoidy typu Weinsberg.

Vzorky byly následně rozbity na větší kusy a byly odstraněny zvětralé partie. Poté proběhlo drcení čelistovým drtičem a mletí. Takto získaná jemnozrnná frakce prošla homogenizací v délce trvání 15 minut. Homogenizované vzorky pak byly namlety na analytickou jemnost.

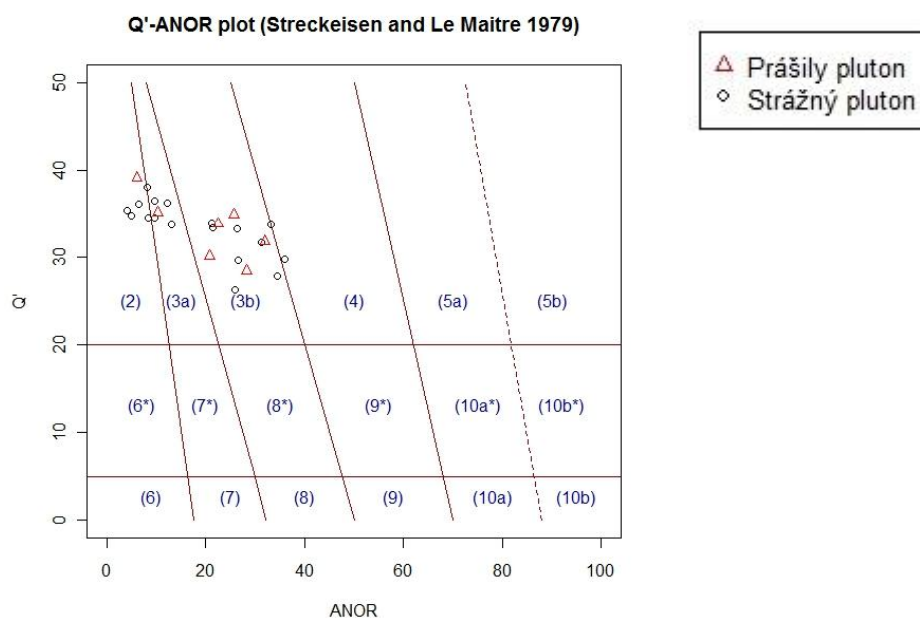
5.2. Metodika

Stanovení obsahu stopových prvků bylo stanoveno pomocí metody ICP-MS (Inductively coupled plasma – Mass spektrometry). Tato metoda zkoumá hmotová spektra. K ionizaci se používá především Ar plazma. Vzorek je ve formě roztoku rozprašován do proudu nosného plynu, který vstupuje do prostoru kovové spirály, která je pod vysokým vysokofrekvenčním napětím (20-30 MHz). Ze spirály vystupují elektrony, které se srážejí s molekulami argonu i vzorku. Těmito srážkami vzniká teplo, které mění ionizovaný argon na plazma a dochází taktéž i k ionizaci molekul vzorku. Takto dochází k buzení spekter prakticky všech prvků. Analýza se provádí ve vakuu. Pro převod iontů na elektrický signál se používá nejčastěji Faradayův detektor, elektronový násobič nebo Dalyho detektor.

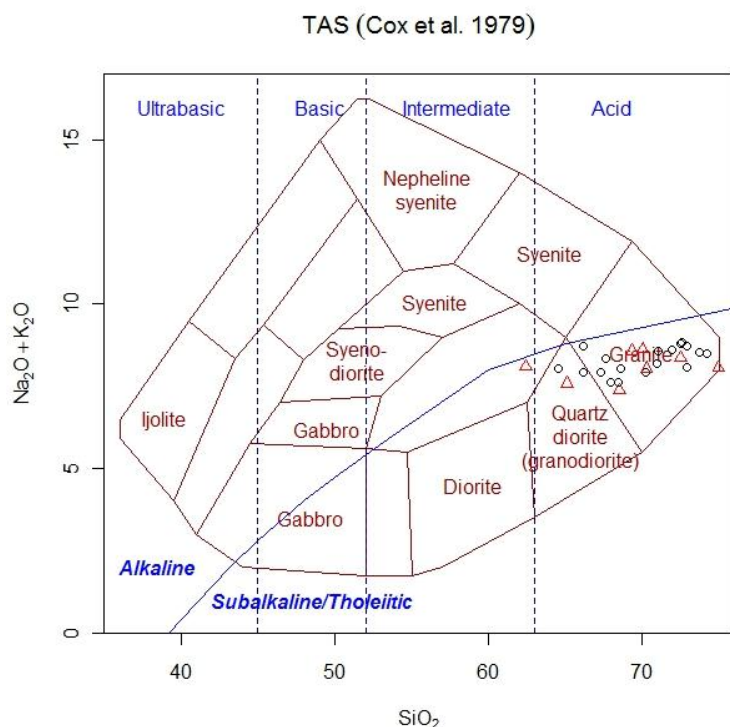
5.3. Výsledky geochemické analýzy

5.3.1. Obecná charakteristika a klasifikace

Granitoidy typu Weinsberg prášilského a stráženského plutonu lze na základě silikátových analýz klasifikovat jako monzogranity, syenogranity až alkalickoživcové granity. Pozici jednotlivých vzorků zobrazuje diagram normativního složení Q'-ANOR (Streckeisen a Le Maitre, 1979) (obr. 6). Normativní složení byla získána z granitové mezonormy (Mielke a Winkler, 1979). TAS diagram (Cox et al., 1979) pak granitoidy obou těles klasifikuje na základě sumy alkálií ku SiO₂ jako granity až granodiority (obr. 7).



obr. 6: klasifikační diagram Q'-ANOR (Streckeisen a Le Maitre, 1979). Legenda: (2) leukogranit, (3a) monzogranit, (3b) monzosyenit, (4) granodiorit

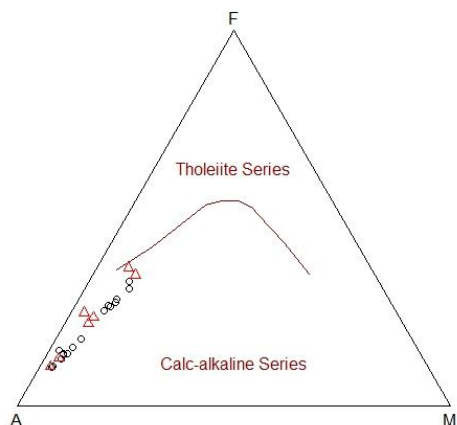


Obr. 7: Klasifikační diagram TAS (Cox et al., 1979)

5.3.2. Hlavní prvky

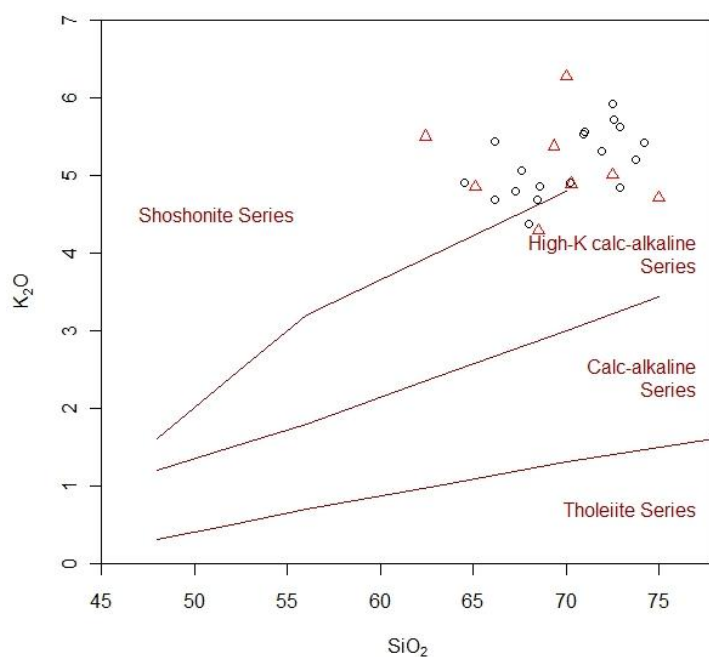
Granitoidy typu Weinsberg spadají v diagramu AFM (obr. 8, Irvine a Baragar, 1971) mezi horniny vápenato-alkalické série. Obsah K_2O ve vztahu k SiO_2 je řadí do vyšší vysokodraselné vápenato-alkalické až šošonitické série (obr. 9, Peccerillo a Taylor, 1976). Shandův index, vyjadřující poměr A/CNK ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ v mol. %; Shand, 1943), charakterizuje tyto horniny jako mírně až vysoce peraluminické (hodnoty indexu se pohybují v intervalu 1,01-1,19) (obr. 10). Zřejmý je též vyšší obsah K_2O oproti Na_2O (poměr $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ v intervalu 0,38-0,74). Rozptyl hodnot obsahu K_2O je v obou tělesech prakticky totožný, avšak obsah Na_2O vykazuje v případě stráženského plutonu daleko menší variabilitu. Obsahy SiO_2 jsou v obou tělesech prakticky totožné; 65-74 hm. % u stráženského plutonu, resp. 62-75 hm. % v případě prácheňského plutonu. Variace v obsazích hlavních oxidů obou těles jsou zobrazeny v diagramu 11. Index hořčenatosti horniny #mg ($100 \text{ MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)$ v mol. %) se pro obě tělesa pohybuje v rozmezí přibližně 23-50.

AFM plot (Irvine and Baragar 1971)

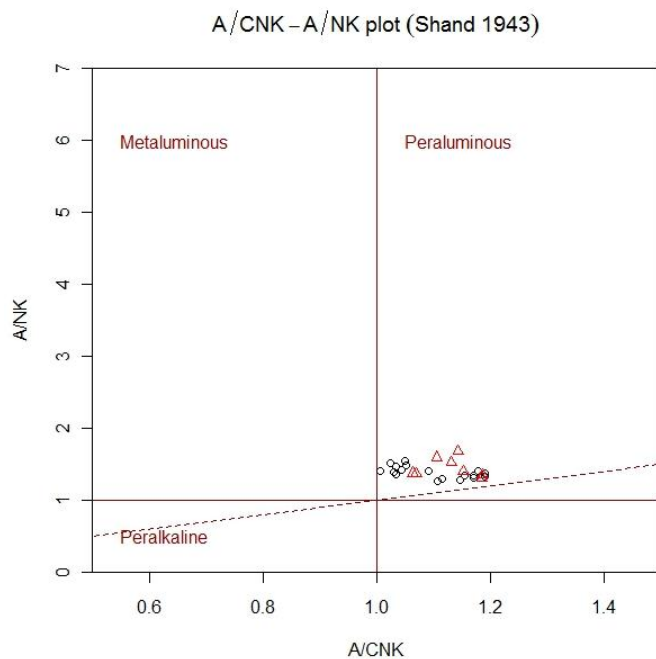


Obr. 8: Diagram AFM pro rozlišení hornin vápenato-alkalické a tholeiitické série (Irvine a Baragar, 1971).

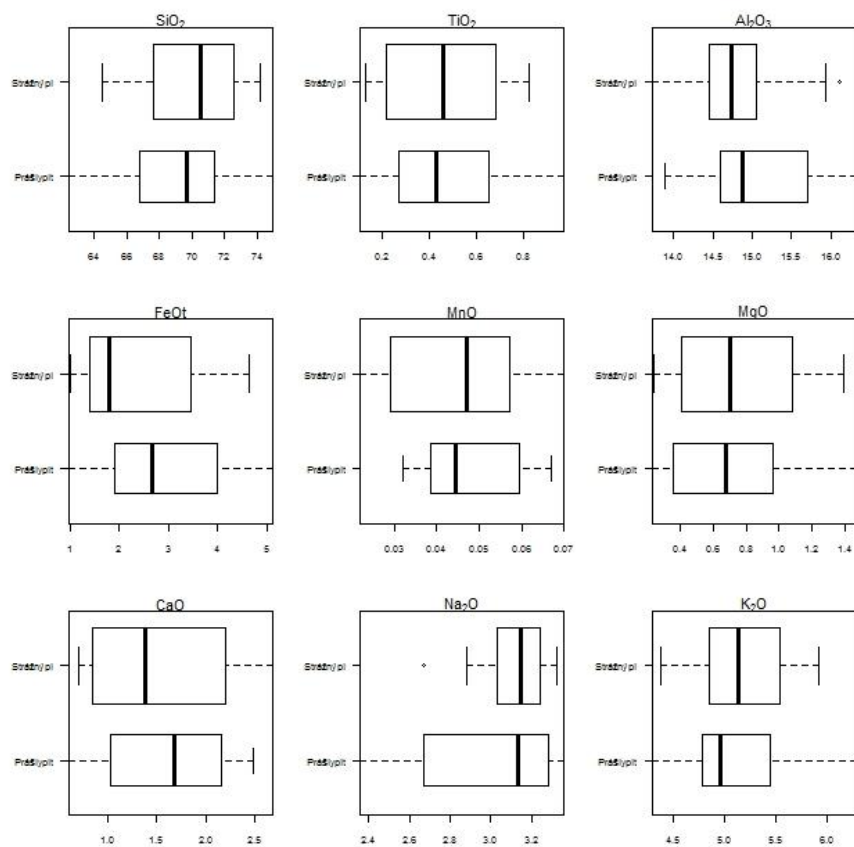
SiO₂–K₂O plot (Peccherillo and Taylor 1976)



Obr. 9: Diagram SiO₂ vs. K₂O rozlišující horniny na horniny tholeiitické, vápenato-alkalické, vysokodraselné vápenato-alkalické a šošonitické série. Podle Peccerilla a Taylora, 1976.



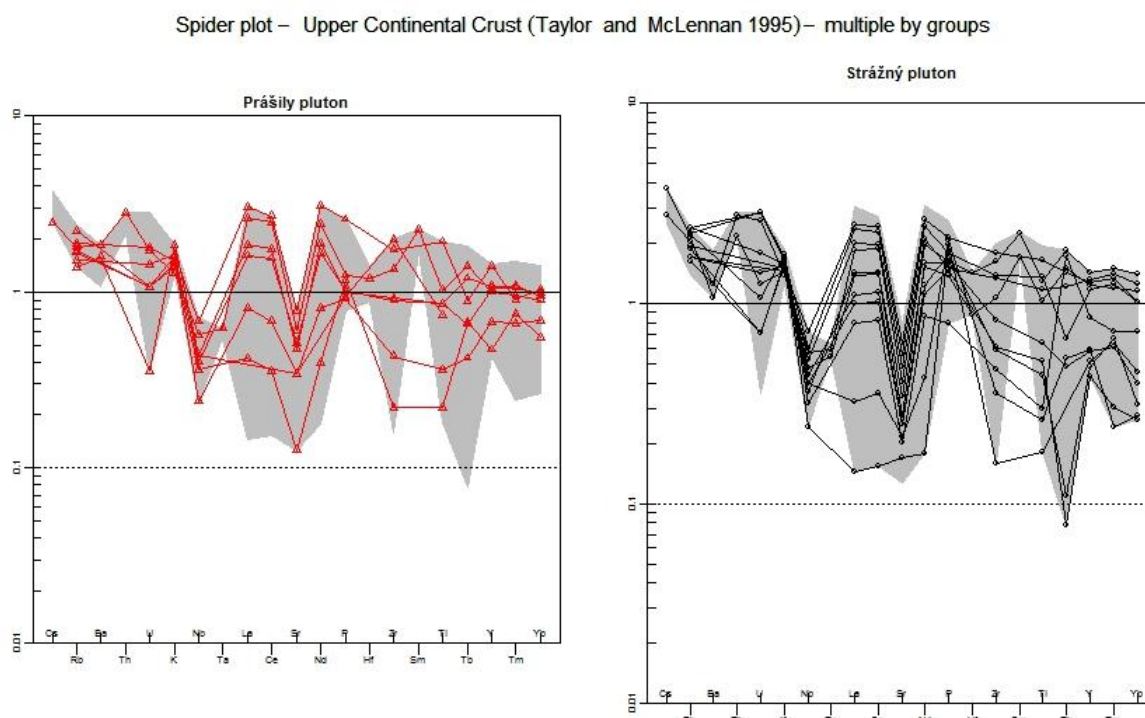
Obr. 10: Diagram znázorňující hodnoty Shandova indexu, dělicí horniny na peralkalické, metaaluminické a peraluminické (Shand, 1943).



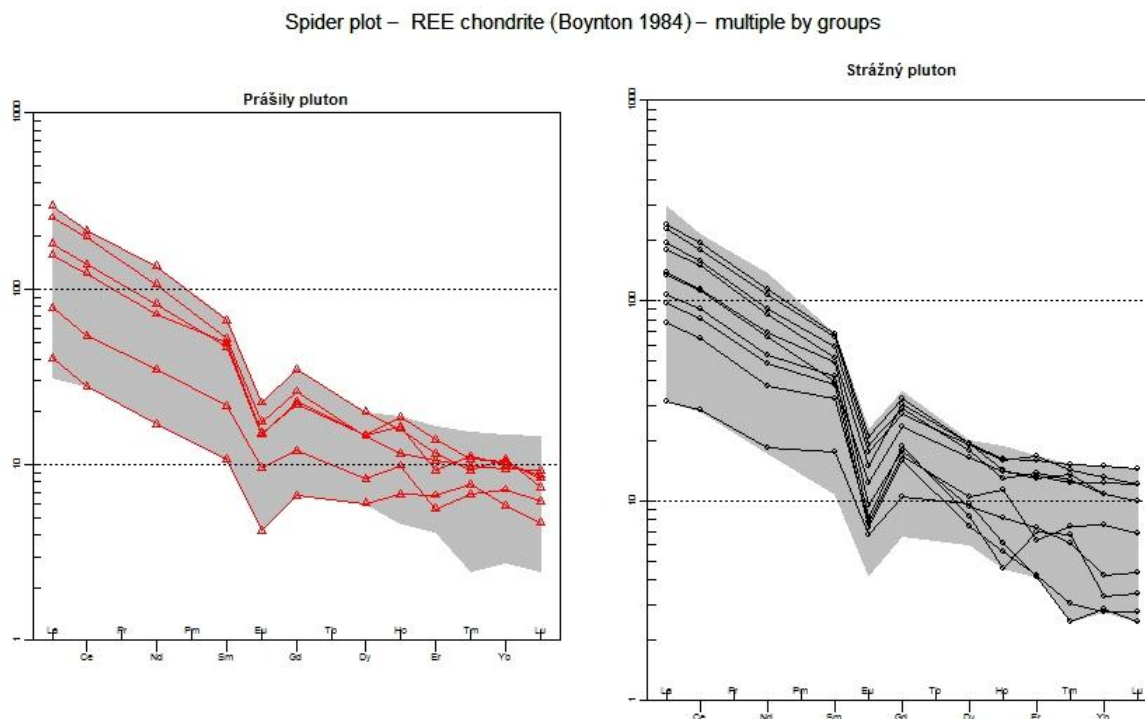
Obr. 11: Boxploty znázorňující variabilitu obsahu hlavních oxidů v rámci těles stráženského a prácheňského plutonu.

5.3.3. Stopové prvky

Na základě porovnání normalizovaných obsahů stopových prvků vůči složení svrchní kontinentální kůry (Taylor a McLennan, 1995; obr. 12) bylo stanoveno relativní obohacení či ochuzení oproti kontinentální kůře. Granitoidy typu Weinsberg vykazují obohacení Rb, Th, U, K, La, Ce, Nd, P, LREE, ochuzení Ba, Nb, Sr, Ti, Yb, Tm, HREE. Koncentrace vzácných zemin je normalizována vzhledem ke složení chondritu (podle Boyntona, 1984, obr. 13). U všech vzorků je patrná frakcionace REE s nabožením LREE vůči HREE s výraznou negativní europiovou anomálií ($Eu/Eu^* \sim 0,4$).



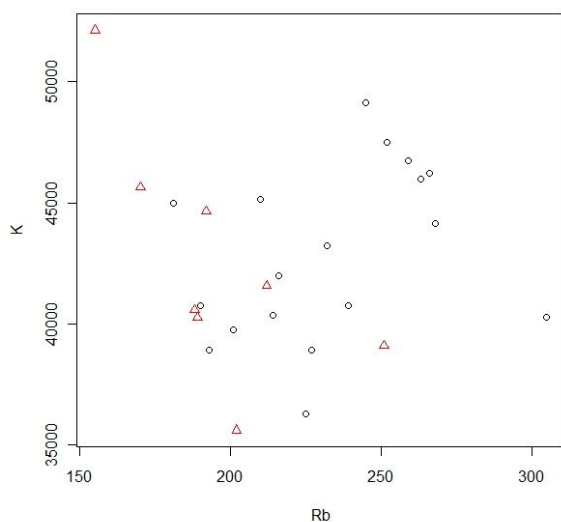
Obr. 12: Spider diagramy zobrazující porovnání obsahů stopových prvků vůči svrchní kontinentální kůře (Taylor a McLennan, 1985).



Obr. 13: Spider diagramy zobrazující obsahy vzácných zemin normalizované na chondrit (Boynton, 1984).

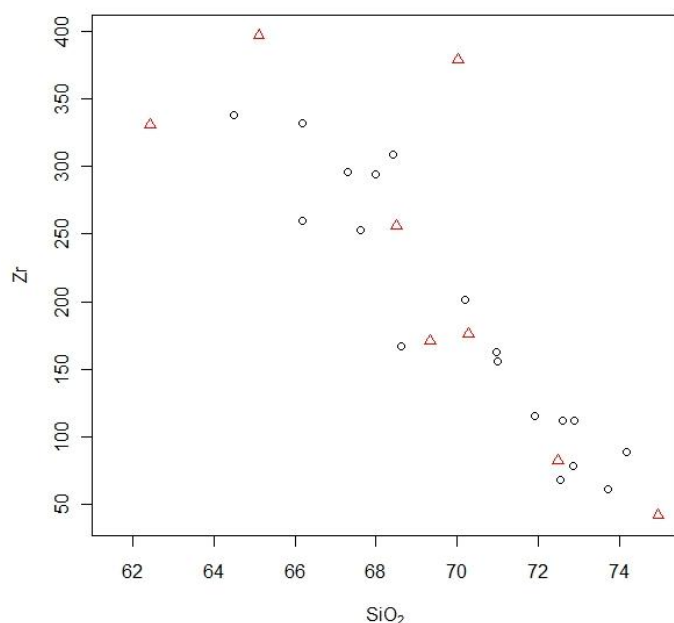
5.3.4. Frakcionační trendy

Diferenciace magmatu ve zbytkové tavenině je vyjádřena poklesem poměru K/Rb (Ramírez a Grudving, 2000). Při rostoucím stupni diferenciace vstupuje Rb přednostně do zbytkové taveniny. Vyšší poměr vykazují granitoidy prášílského plutonu (obr. 14), jsou tedy oproti granitoidům stráženského plutonu méně diferencované.



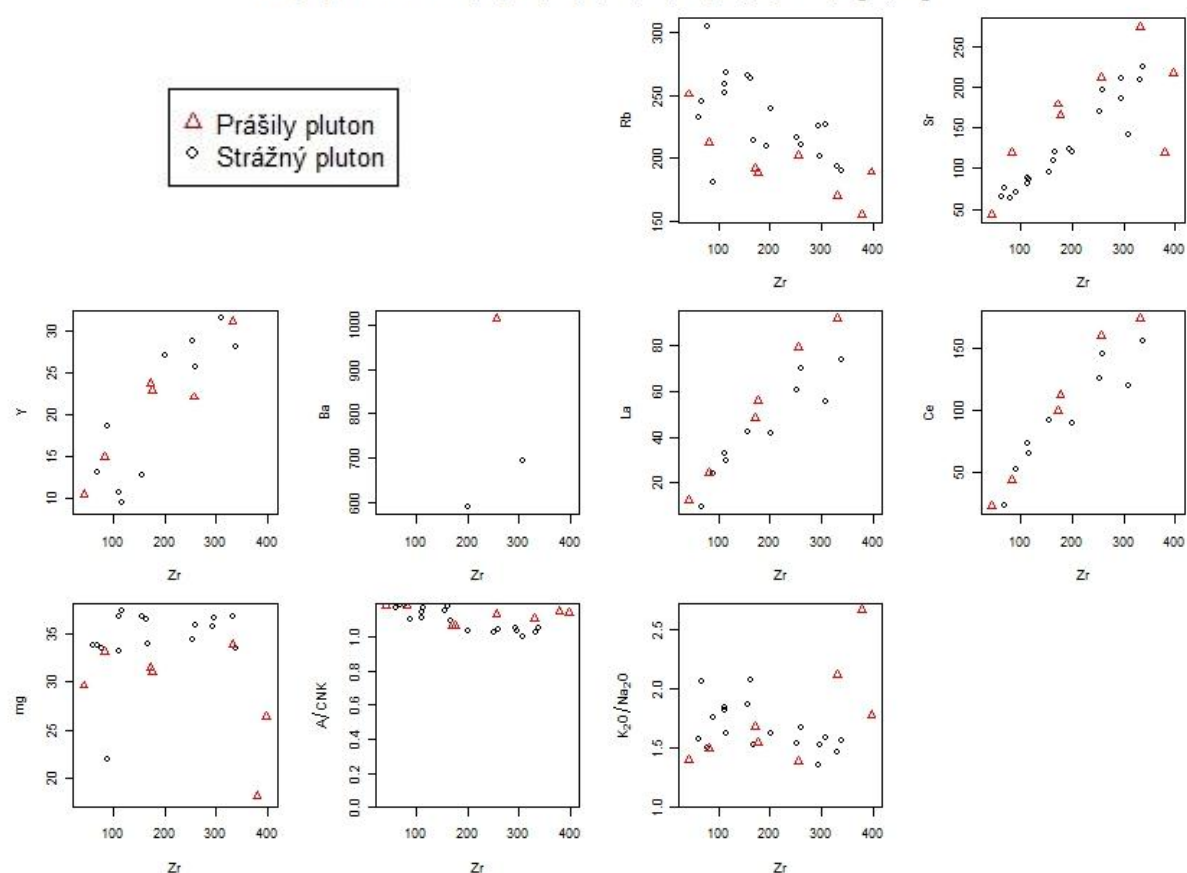
Obr. 14: Diagram Rb (ppm) vs. K (hm. %)

Diagram Zr vs. SiO_2 (obr. 15) vykazuje negativní trend bez inflexních bodů, což indikuje, že granitoidy obou těles byly pravděpodobně po celou dobu svého vývoje saturovány zirkoniem, na základě čehož je zirkonium považováno za vhodný prvek pro identifikaci frakcionačních trendů. V souboru binárních diagramů (obr. 16 a 17) je zobrazena závislost koncentrace stopových prvků v závislosti na obsahu zirkonia, která ukazuje frakcionační trendy v rámci granitoidů obou těles. Během postupující frakcionace dochází k poklesu Sr, Y, La, Ce, Ti, P, Nb a nárůstu Rb. V hlavních oxidech (obr. 18) je patrný pokles MgO , CaO , TiO_2 a FeO , jasný nárůst vykazuje jen SiO_2 a v případě prášilského plutonu i Na_2O . Na základě zjištěných frakcionačních trendů lze předpokládat, že frakcionace v grantoidech typu Weinsberg by mohla být způsobena draselným živcem, bioitem, zirkonem, případně i některou z Ti fází, například ilmenitem nebo rutilem.

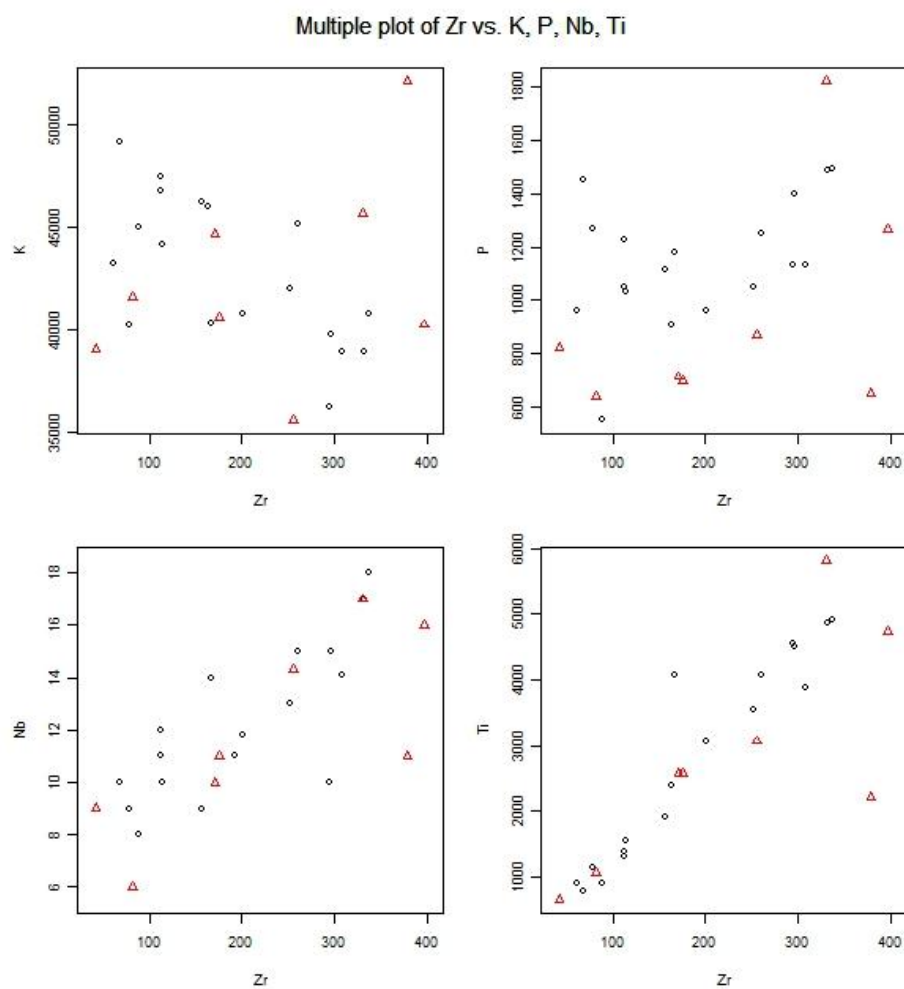


Obr. 15: Diagram SiO_2 (hm. %) vs. Zr (ppm)

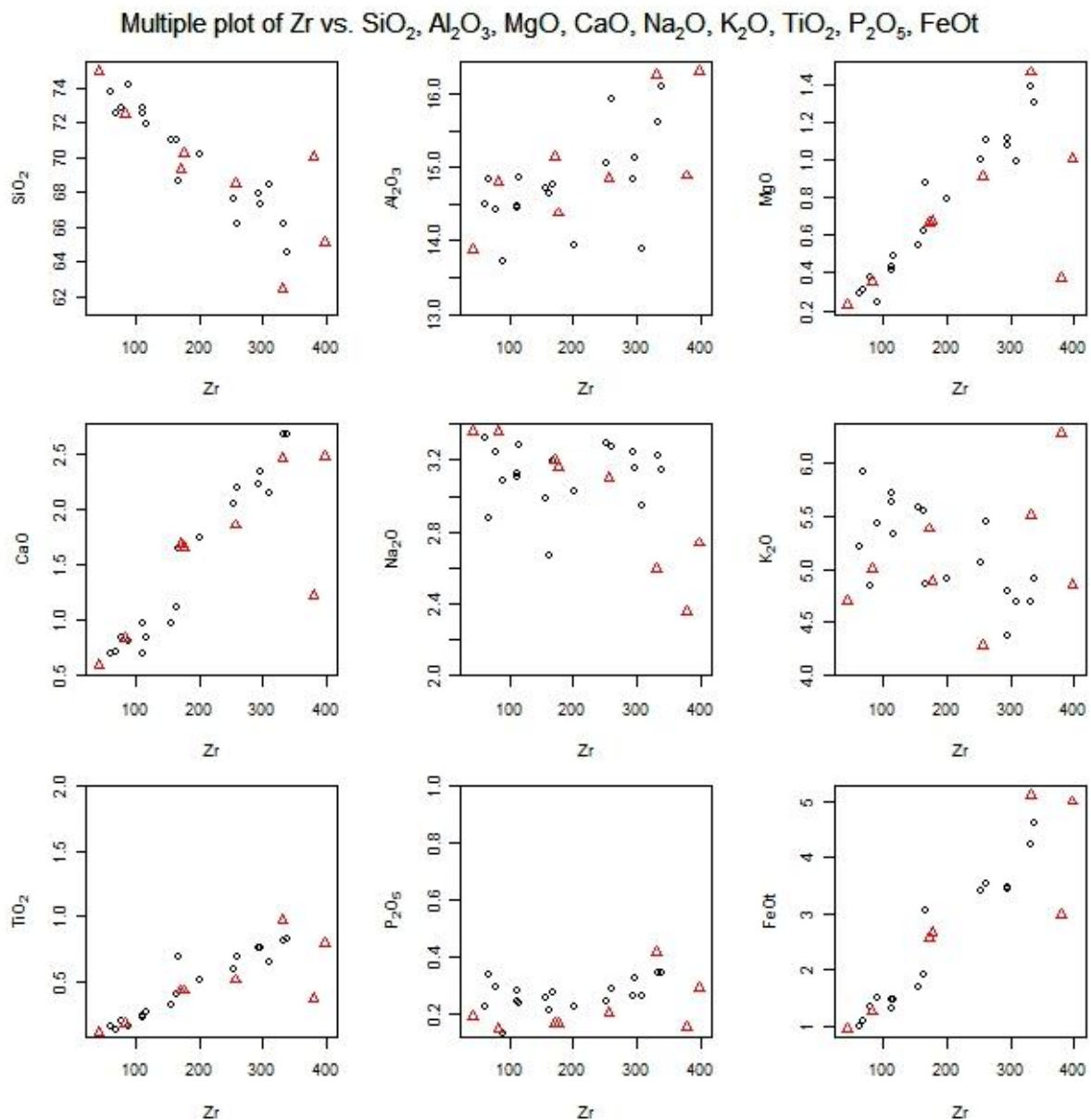
Multiple plot of Zr vs. Cr, Ni, Rb, Sr, Y, Ba, La, Ce, mg, A/CNK, K₂O/Na₂O



Obr. 16: Diagramy zobrazující závislost obsahu stopových prvků na obsahu zirkonia.



Obr. 17: Diagramy zobrazující závislost obsahu vybraných prvků na obsahu zirkonia.

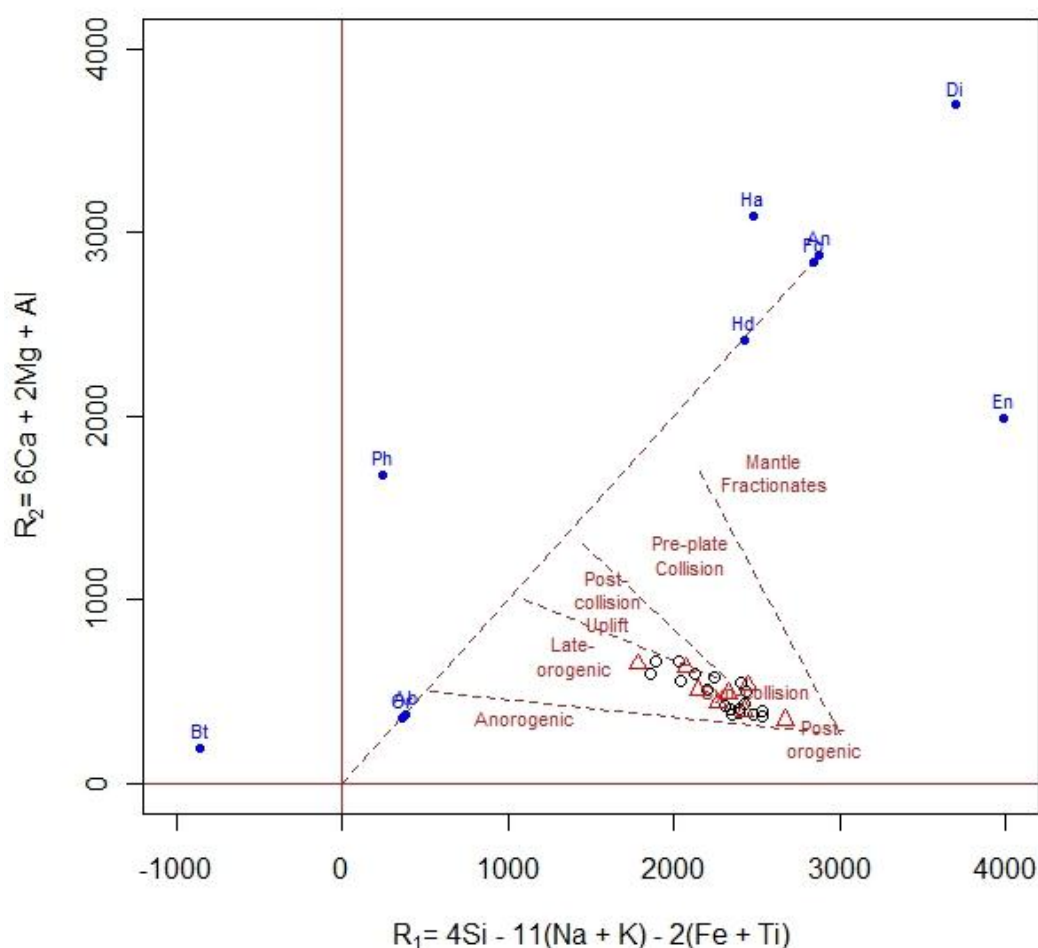


Obr. 18: Binární diagramy Zr vs. hlavní oxidy zobrazující diferenciační trendy

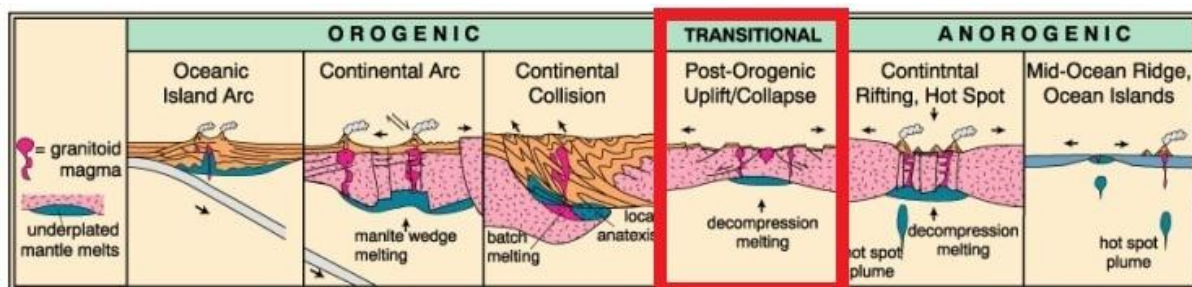
5.3.5. Geotektonická pozice

V klasifikačním diagram Batchelora a Bowdena (1985) (obr. 19) odpovídají granitoidy typu Weinsberg syn-kolizním pozdně orogenním intruzím, což odpovídá terénním strukturním poznatkům. Jejich tektonická pozice by tedy odpovídala přechodu mezi orogenní a anorogenní fází (obr. 20). V této pozici pak mohou dle zdrojového materiálu a P-T podmínek vznikat různé variety magmat v závislosti na diferenciaci magmatu mezi koncovými členy I-typu a A-typu granitu (shrnutí v tabulce 1). Klasifikační diagramy Pearce

(1984) je pak charakterizuje také jako syn-kolizní se signaturou granitů vulkanických oblouků. Klasifikační diagramy Whalena (1987) (obr. 21) označují granitoidy typu Weinsberg za silně frakcionované s afinitou k A typu granitu. Srovnání prášilského a stráženského plutonu se všemi třemi typy je v tabulce 1. Na základě těchto poznatků nelze spolehlivě rozhodnout, ke kterému typu granitoidy typu Weinsberg patří, pravděpodobná je kombinace všech tří složek, neboť tyto horniny patří v rámci CMPK k vysoce diferenciovaným členům. Podle Maniara a Piccolioho (1989) náleží tyto horniny k postorogenním granitoidům se signaturou kontinentálního nebo ostrovního oblouku či kontinentální kolize.



Obr. 19: Diagram R1-R2 (Batchelor a Bowden, 1985) řadí obě tělesa mezi syn-kolizní pozdně orogenní intruze s výrazným frakcionačním trendem (minerály okolo tohoto trendu podle Le Maitre, 1976)

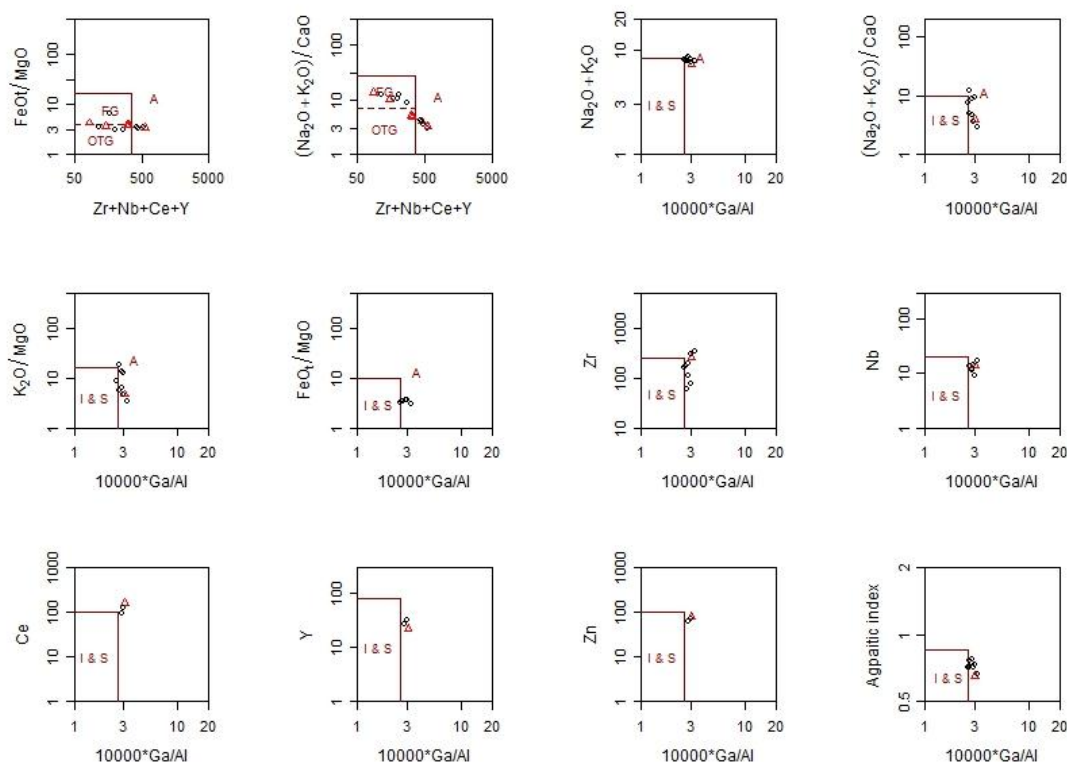


Obr. 20: Klasifikace granitoidů založená na tektonických podmínkách s vyznačením pozice prášilského a stráženského plutonu

	I	S	A	Prášilský pluton	Stráženský pluton
SiO ₂	53-76%	65-74%	Vysoký	62-75%	65-74%
K ₂ O/Na ₂ O	Nízký	Vysoký	Nízký	Vysoký	Vysoký
Shandův index	<1,1	>1,1	<1	>1	>1
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _i	<0,705	>0,707	Variabilní	Neurčeno	Neurčeno
Zdrojové horniny	bazické až intermediální vyvřelé horniny, často v subdukčním prostředí	Sedimentární horniny, přesycené hliníkem, neobsahují magnetit	anorogenické, různé modely (např. přetavení rezidua, z kterého již bylo extrahováno granitické magma)	pravděpodobně směs metapelitů, metadrob a metabazitů (amfibolitů)	pravděpodobně směs metapelitů, metadrob a metabazitů (amfibolitů)
enklávy	bazické pecky bohaté amfibolem	restitické enklávy	vzácný výskyt mafických enkláv	vzácný výskyt mafických enkláv	vzácný výskyt mafických enkláv

Tabulka 1: Srovnání geochemických charakteristik prášilského a stráženského plutonu s modelovým I, S a A- typem granitu. Podle Chappell a White (1974, 1987, 1992).

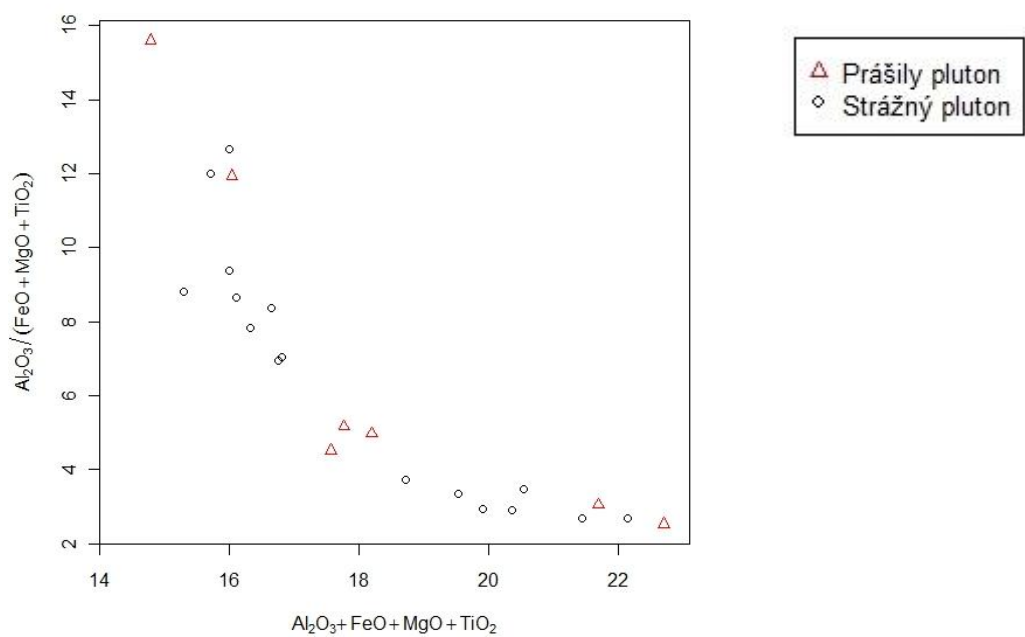
Plots to distinguish A-type granitoids – Whalen (1987)



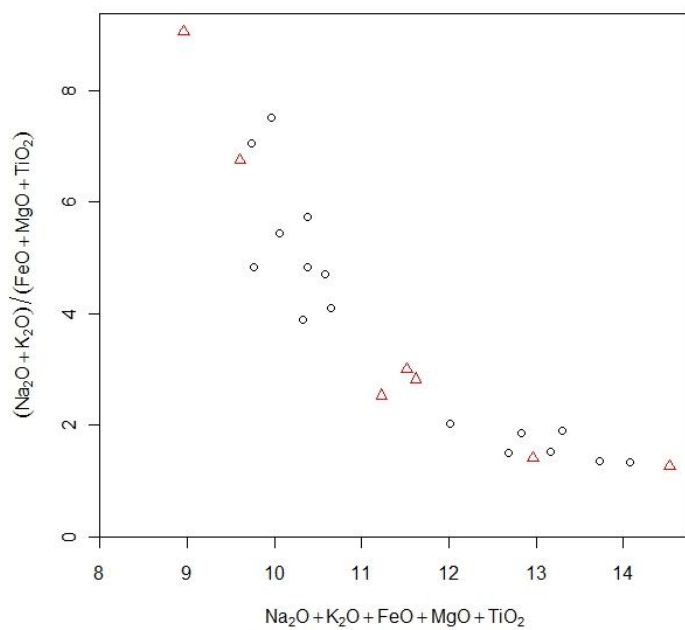
Obr. 21: Klasifikační diagramy podle Whalena (1987) určující typ granitu (I, S, A)

5.3.6. Určení protolitu

Na základě porovnání diagramů $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Obr. 22) a $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (Obr. 23) se stejnými diagramy v publikaci Siebel et al. (2008), kde jsou podle Patiña-Douce (1999) vyznačeny taveniny vzniklé experimentálním tavením metapelitů, metadrob a bazických hornin (mafibolitů), lze předpokládat, že granitoidy obou těles studovaných granitoidů vznikly parciálním tavením značně heterogenního souboru vulkanosedimentárních sekvencí s omezeným příspěvkem magmatického mixingu (Gerdes, 2001).



Obr. 22: Diagram $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$



Obr. 23: Diagram $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ vs. $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$

6. U/Pb datování

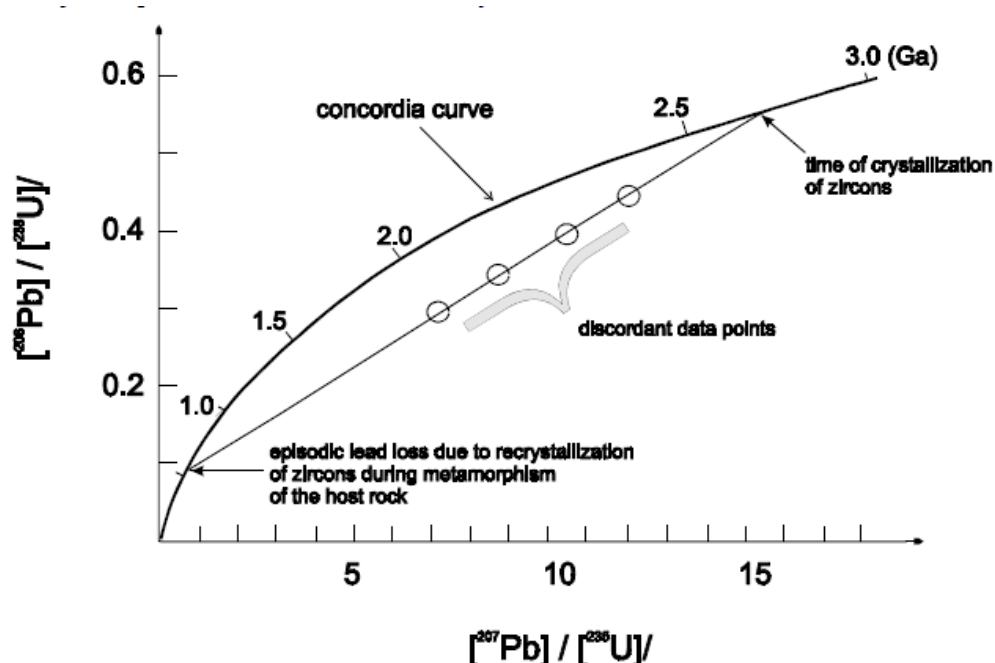
6.1. Metodika

Metoda U/Pb je vhodná především pro datování stáří krystalizace magmatických hornin. Pro jeho určení se využívá buď metoda izochron, nebo metoda konkordií (kombinace dvou rozpadových schémat U nebo U a Th). Stejně jako ostatní datovací metody, i tato metoda vychází z předpokladu, že kogenetické horniny měly v určitém čase v minulosti (t_x) identické izotopické složení olova (tj. poměry $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$). Avšak vzhledem k rozdílným poměrům U/Pb a Th/Pb v jednotlivých vzorcích v čase t_x jsou v horninách v současnosti (t_0) rozdílné poměry izotopů olova a kogenetické vzorky leží v diagramech $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ a $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ na přímce (v ideálním případě na izochroně). Směrnice (sklon) této přímky je úměrný stáří (t_x) a její průsečík s osou y je hodnotou iniciálního poměru izotopů olova v čase t_x .

Pro datování minerálů bohatých uranem, které neobsahují nebo mají jen zanedbatelné koncentrace iniciálního olova, se používá obvykle kombinace dvou chronometrů (^{235}U - ^{207}Pb a ^{238}U - ^{206}Pb). Stáří lze potom odvodit ze vzájemné polohy složení vzorků a křivky pro konkordantní stáří (konkordie) v diagramu $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$. Kombinace dvou různých U - Pb rovnic umožňuje testovat, zda systém zůstal uzavřen, to znamená, zda došlo ke ztrátě či přínosu U, Th a Pb během historie horniny (minerálu). Vzorky, které během vývoje přišly o část radiogenního Pb (vzorky s diskordantním složením), leží pod konkordií. Různý stupeň ztráty olova ze vzorků se projevuje lineárním uspořádáním projekčních bodů jejich složení (obr. 24). Pro diskordantní vzorky (ležící pod konkordií) a U - Pb systém vždy platí, že $t(^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) > t(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}) > t(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})$.

Řada instrumentálních metod využívá pro stanovení stáří metodou U (Th) - Pb izotopického složení jednotlivých zrn minerálů (v současné době výhradně zirkonu). Izotopická analýza se v současnosti provádí převážně pomocí takzvané "iontové sondy" (SHRIMP). Metoda je založena na abrazi povrchu minerálů svazkem primárních iontů, obvykle kyslíku, o průměru cca 20 μm s vysokou energií. Vzhledem k tomu, že některé částice uvolňované při abrazi se interakcí s iontovým svazkem ionizují, vznikají sekundární ionty, které mohou být detekovány na hmotovém spektrometru. Pro detekci těchto sekundárních iontů, a zejména pro rozlišení koincidujících izotopových hmot ve vzorcích, jež neprodělaly

předchozí chemickou úpravu, je nezbytné využít techniky vysokého hmotnostního rozlišení (high mass-resolution). Koncentrace U, Th a Pb jsou stanovovány s použitím externích standardů.

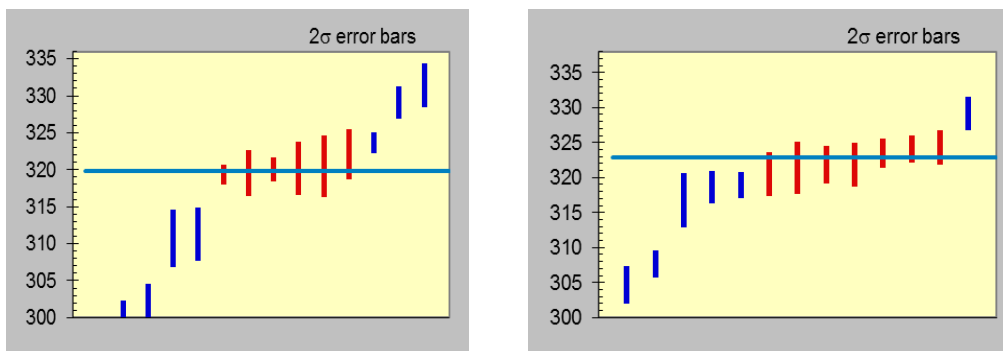


Obr. 24: Wetherillův jednodupňový (epizodický) model ztráty Pb. Horní průsečík s konkordií odpovídá stáří magmatické krystalizace, spodní průsečík odpovídá stáří metamorfózy (Jäger a Hunziker, 1979).

6.2. Výsledky

Analyzované zirkony byly vyseparovány z charakteristické, výrazně porfyrické variety granitoidů typu Weinsberg, která zaznamenává magmatický až submagmatický vývoj horniny bez výraznější mikrostrukturní deformace. Jednotlivá zrna zirkonů mají idiomorfnní krystalové tvary, jsou výrazně prizmatické s patrnou oscilační zonalitou. Tyto charakteristiky naznačují, že zirkony krystalovaly z granitické taveniny.

Z těles prášilského a stráženského plutonu bylo datováno 14, respektive 13 zirkonů pomocí metody U/Pb SHRIMP. Výsledná konkordantní stáří jsou $320 \pm 2,2$ Ma (2σ) pro prášilský pluton a $322,8 \pm 2,3$ Ma (2σ) pro stráženský pluton (obr. 25). Tato stáří jsou interpretována jako stáří krystalizace magmatu.



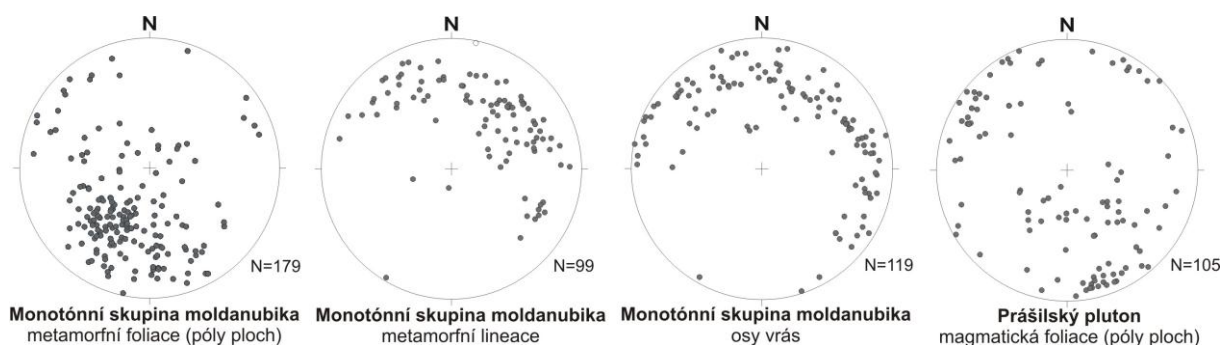
Obr. 25: Digramy zobrazující průměrná stáří pro prácheňský pluton (vlevo) a stráženský pluton (vpravo)

7. Mezoskopická strukturní analýza

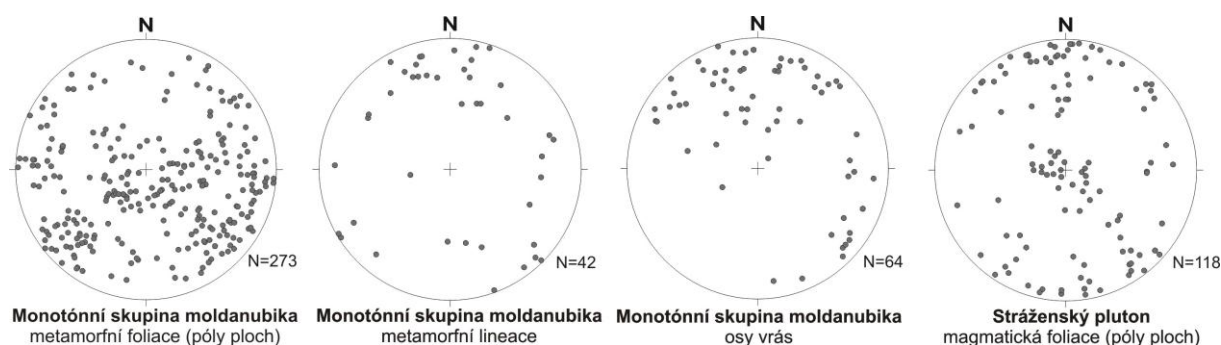
7.1. Okolní horniny

7.1.1. Monotónní skupina moldanubika

K nejstarším pozorovaným stavbám v těchto horninách patří metamorfni foliace (obr. 26, 27, 32 a-d), v komplexech migmatitů a migmatitizovaných pararul má převážně charakter kompozičního páskování. Relativně nejstarší stavby (označovány jako S_1) upadají homogenně pod středními až strmými úhly k ZSZ nebo VJV. Tvorba primárních strmých staveb je datována v rozmezí 350-340 Ma. V rámci těchto foliačních ploch lze pozorovat dobře vyvinuté minerální lineace (obr. 26, 27) agregátů biotitu, které upadají pod mírnými úhly k severovýchodu. Tyto metamorfni foliace S_1 byly refoiovány do formy planárních subhorizontálních staveb, které jsou v regionálním schématu označovány jako S_2 . Tato superpozice spadá do časového intervalu 340-335 Ma (Vrána et al., 1995; Willner et al., 2002; Verner et al., 2008). V rámci staveb S_2 lze pozorovat reliktů starší foliace, a to ve formě vrásových struktur mírně variabilního charakteru. Jejich osy upadají generelně pod mírnými úhly k SV a jsou subparalelní s mapovanými minerálními lineacemi (L_2). Soubor nejstarších planárních staveb (S_1 , S_2) byl v období 330-325 Ma (Buttner et al., 1999) heterogenně přetištěn do foliací v tzv. „bavorských směrech“ (označovány jako S_3), které upadají pod středními až strmými úhly k SV. Subhorizontální lineace L_3 , asociovaná s těmito stavbami, pak upadá k SZ nebo JV.



Obr. 26: Diagramy zobrazující výsledky terénní strukturní mezoskopické analýzy prášílského plutonu a jeho okolí. Projekce na spodní polokouli.

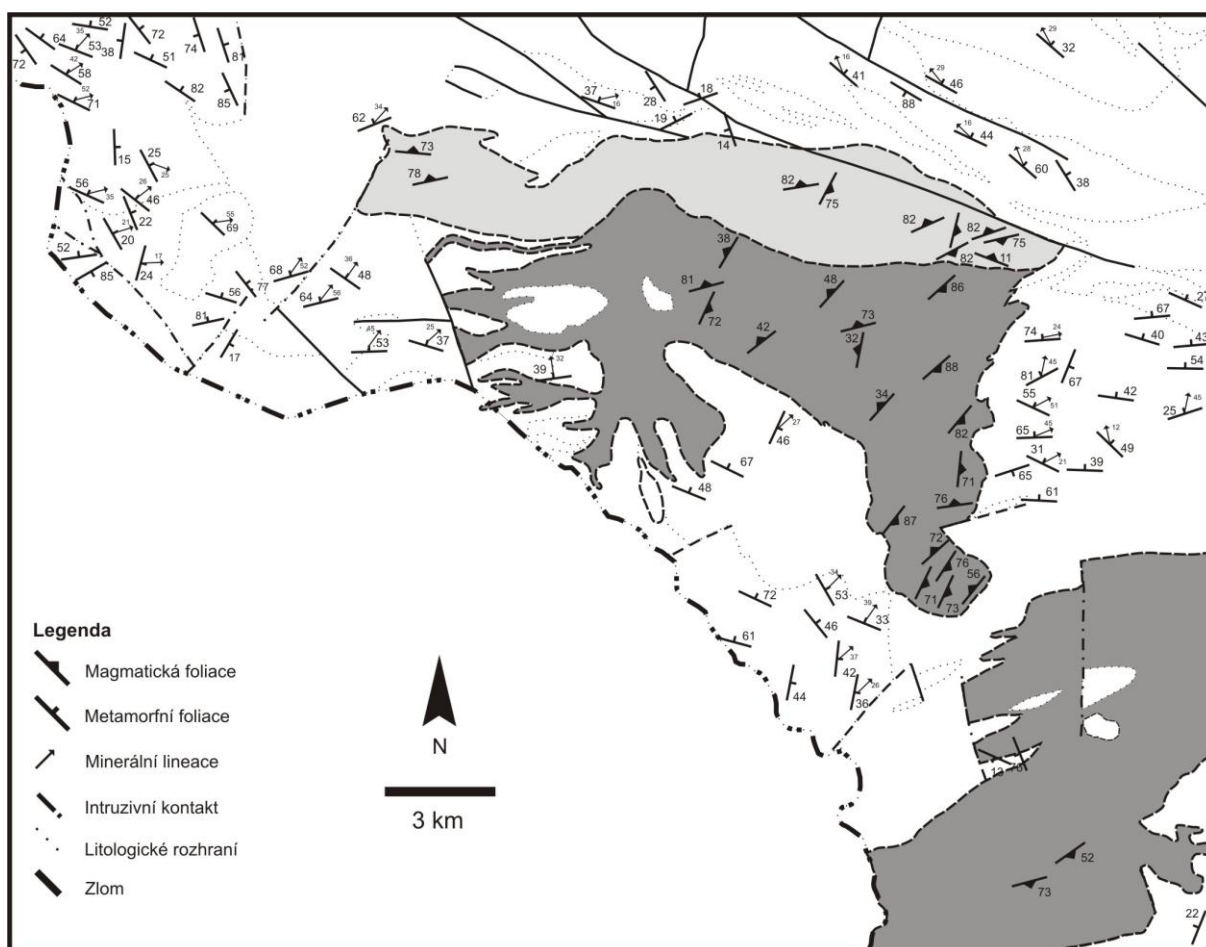


Obr. 27: Diagramy zobrazující výsledky terénní strukturní mezoskopické analýzy stráženského plutonu a jeho okolí. Projekce na spodní polokouli.

7.2. Granitoidy

7.2.1. Prášílský pluton

Kontakty prášílského plutonu mají převážně intruzivní charakter (obr. 28). V erozním řezu pak intruzivní kontakty tvoří trojúhelníkový tvar plutonu a to s mírným protažením ve směru ZSZ-VJV. Tektonické kontakty se vyskytují v západní a východní části tělesa a mají přibližně rovnoběžný průběh se směry regionálních zlomových struktur. Dominantními stavbami v tělese prášílského plutonu jsou foliace submagmatického charakteru (obr. 32 e,f), které mají slabě prolátní charakter, se středními úklony k východu až severu, a jsou subparalelní s intruzivními kontakty plutonu. Tyto foliace nesou výrazné lineace s mírnými až středními úklony k SV. Ke křehkým deformacím pozorovaným na studovaném území patří především systém puklin, které jsou generelně subvertikální a jejichž orientace je značně variabilní. Většinou jsou bez minerální výplně, jen zřídka jsou vyplněny aplitovými či pegmatitovými žilami.



Obr. 28: Strukturní mapa prášilského plutonu a jeho okolí.

7.2.2. Mikrostrukturní záznam granitoidů prášilského plutonu

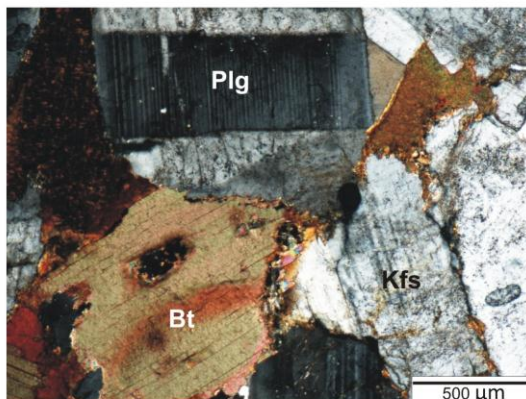
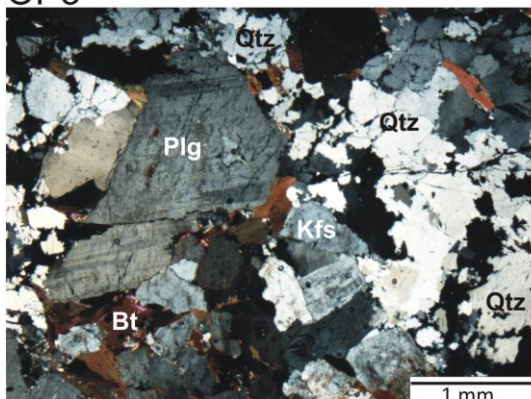
Mikrostrukturní analýza tělesa byla provedena na základě šesti orientovaných výbrusů, které byly vybrány tak, aby postihovaly všechny typy staveb. Vybrány výbrusy z lokalit OP3 (plochá stavba), OP5 (přechodná stavba) a OP20 (strmá stavba) (obr. 29).

Strmé stavby mají charakter magmatického až submagmatického toku. Textura této fáze vykazuje přednostní prostorovou orientaci vyrostlic K-živce a plagioklasu, případně i biotitu. Křemen se zde vyskytuje jako intersticiální fáze. Je zde patrná iniciální fáze krystalově-plastické deformace a rekrystalizace, která se projevuje především podél hranic zrn a je značně heterogenní. Přednostně postihuje agregáty křemene, které mohou být mírně protažené, undulózně zhášeji (tvorba tzv. „šachovnicového vzoru“) a tvoří subzrna. Tyto znaky charakterizují mechanismus vysokoteplotní migrace hranic zrn (grain boundary migration). Živce jsou v této fázi mnohem více rezistentní vůči deformaci než křemen, nevykazují žádné znaky krystalově-plastické deformace, vzácně se může objevit tvorba

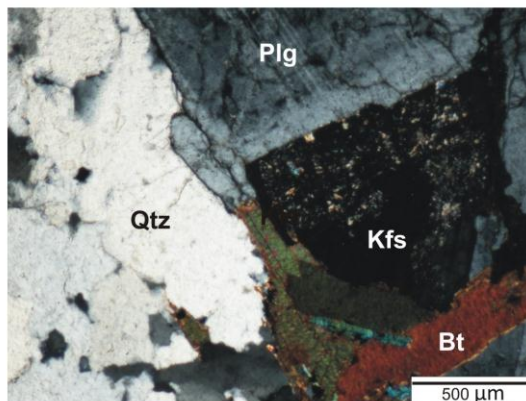
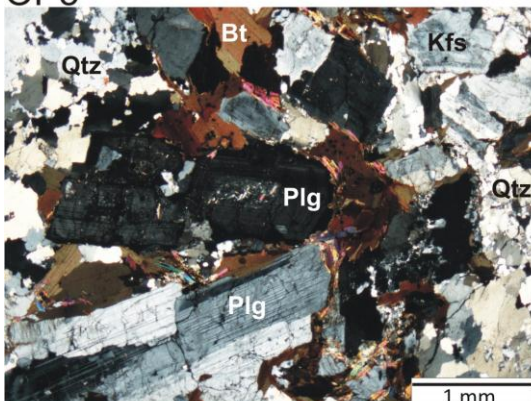
myrmekitů či ohnivé perthity. Bez deformačního záznamu se zdají být i agregáty biotitu, které nevykazují deformaci bazálních ploch (kinking), pouze někdy bývají při okrajích chloritizovány.

Mikrostrukturní záznam v plochých stavbách vykazuje podobné charakteristiky, jako v případě strmých staveb. Lze se proto domnívat, že vznikly během stejné fáze vývoje staveb v rámci obou plutonů.

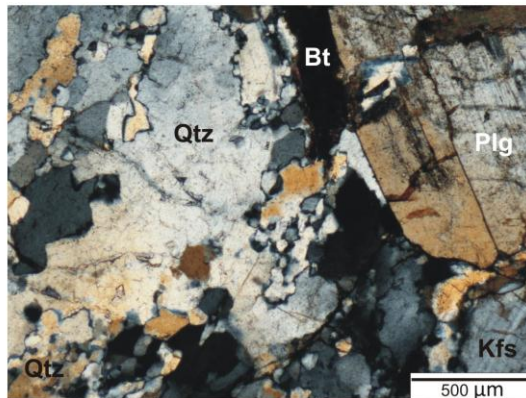
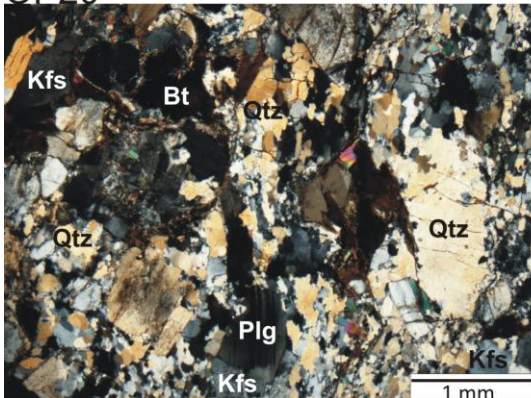
OP3



OP5



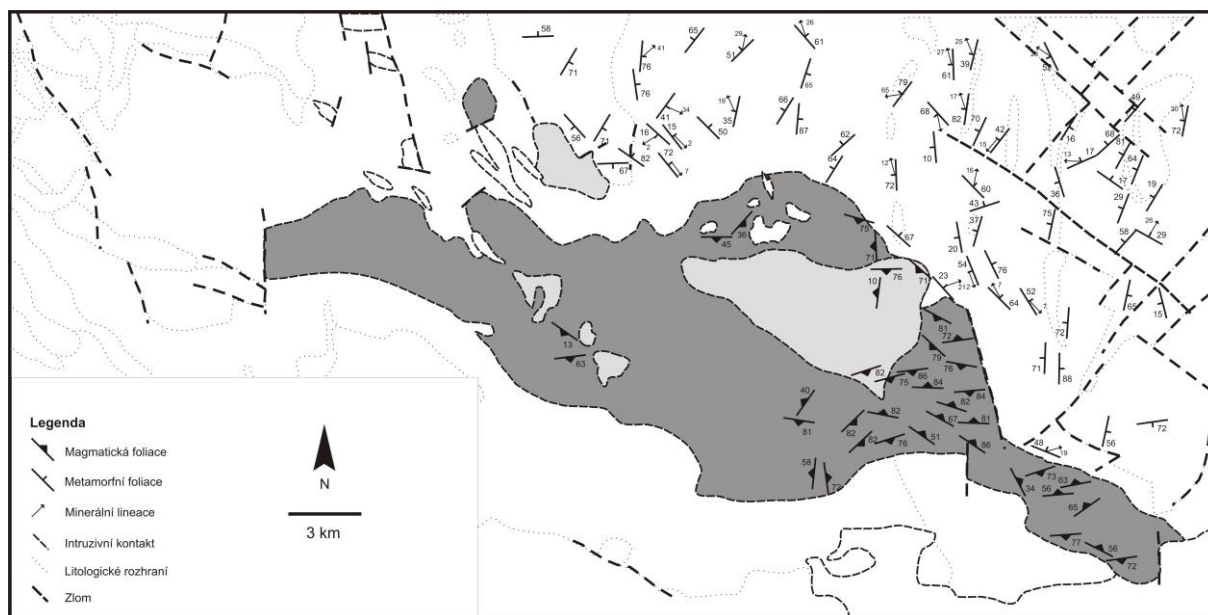
OP20



Obr. 29: Mikrostrukturní záznam granitoidů prášilského plutonu

7.2.3. Stráženský pluton

Stráženský pluton (obr. 30) má v erozním řezu protáhlý tvar, a to ve směru ZSZ-VJV. Jeho kontakty jsou převážně intruzivní, SZ-JV průběhu upadající pod strmými úhly. V západní a východní části tělesa byly zjištěny i kontakty tektonické, které mají paralelní orientaci se S-J orientovaným zlomovým systémem. V tělese stráženského plutonu byly identifikovány dvě odlišné stavby, shodně submagmatického charakteru. Relativně starší foliace (obr. 32 g, h) mají strmý úklon k S nebo J a nesou výrazné linece s mírnými úklony k SV až VSV. Tyto stavby byly částečně refoľiovány do ploch subhorizontální orientace.



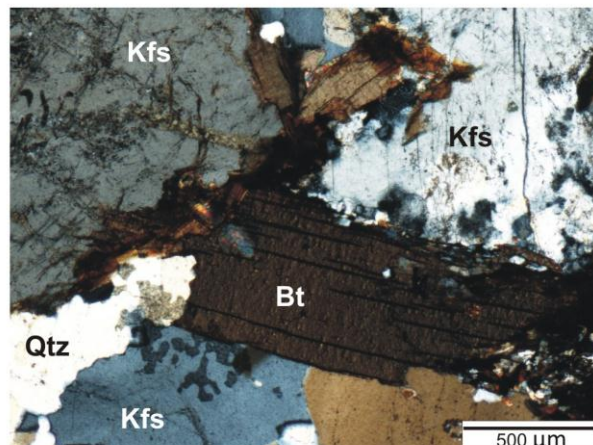
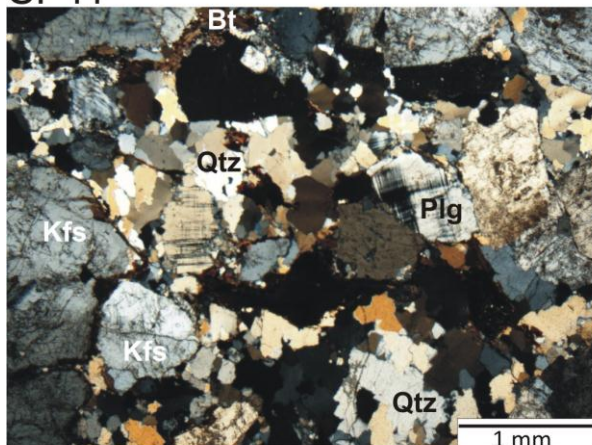
Obr. 30: Strukturní mapa stráženského plutonu a jeho okolí

7.2.4. Mikrostrukturní záznam granitoidů stráženského plutonu

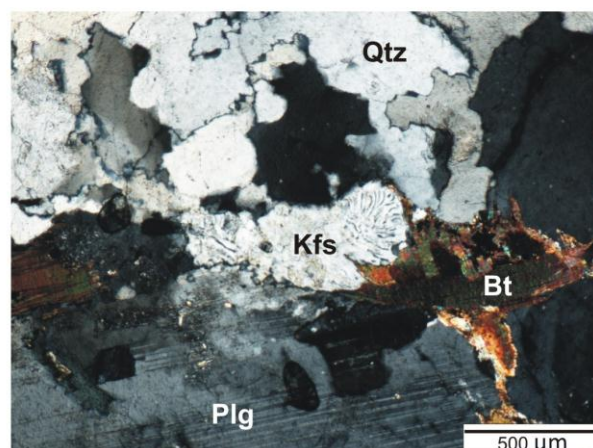
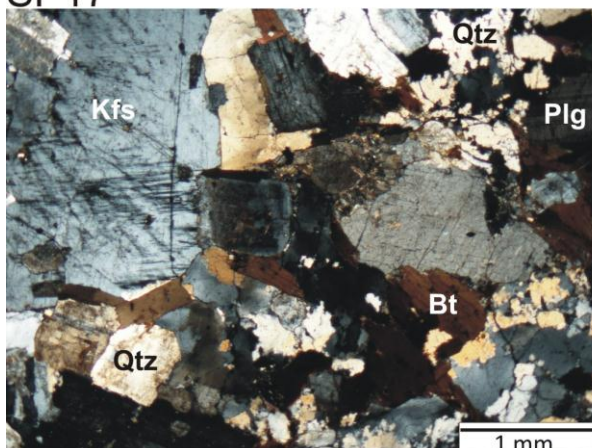
Mikrostrukturní analýza tělesa stráženského plutonu byla provedena na základě čtyř orientovaných výbrusů. Vybrány výbrusy z lokalit SP11 (strmá stavba) a SP17 (plochá stavba) (obr. 31).

Mikrostrukturní charakteristika obou těles vykazuje výrazně podobný charakter, proto byl mikrostrukturní popis proveden pouze pro těleso prášilského plutonu (viz kapitola 7.2.2.).

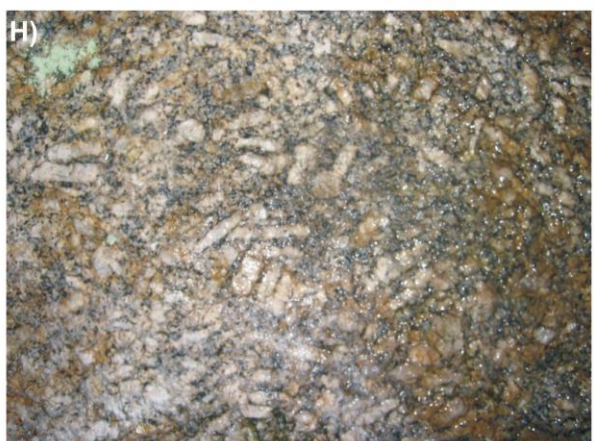
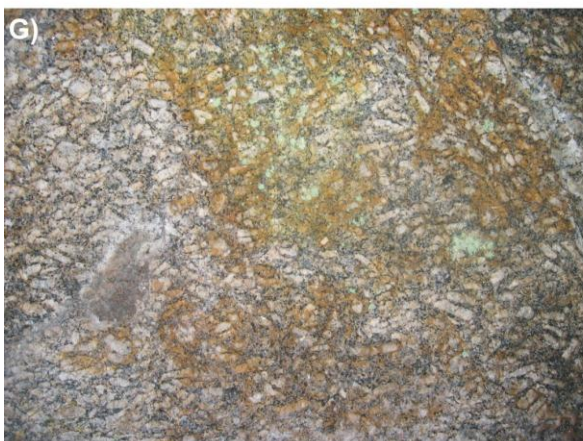
SP11



SP17



Obr. 31: mikrostrukturní záznam granitoidů stráženského plutonu



Obr. 32: Stavby okolních hornin monotónní skupiny moldanubika: a) strmá metamorní foliace S_1 , b) přetisk starších planárních staveb do „bavorské“ orientace S_3 , c) přetisk starší strmé foliace S_1 do ploché foliace S_2 . Stavby v granitoidech typu Weinsberg: d) metamorfní foliace S_1 , e) přetisk strmé magmatické foliace do ploché (prášilský pluton), f) strmá magmatická foliace (prášilský pluton), g) plochá magmatická foliace (stráženský pluton), h) přetisk strmé magmatické foliace do ploché (stráženský pluton)

8. Analýza anizotropie magnetické susceptibility (AMS)

8.1. Princip metody

Analýza anizotropie magnetické susceptibility (AMS) je analytická metoda, která umožňuje identifikaci charakteru a prostorové orientace hlavních os elipsoidu magnetické susceptibility (Tarling a Hrouda, 1990). Jedná se o identifikaci magnetických vlastností (magnetické anizotropie), které hornina získává během svého vzniku a vývoje.

Magnetické vlastnosti horniny jsou ovlivněny zejména přítomností minerální fáze s vyšší magnetickou aktivitou, které obsahují ionty se stálým magnetickým momentem (tzv. „magnetofory“ - Fe^{+2} , Fe^{+3} , Mn^{+2} , Mn^{+3} , Mn^{+4} , Cr^{+3} , Co^{+2} , Ni_{+2}). Magnetizace horniny je dána velikostí a směrem vektoru celkové magnetizace (vektorový součet indukované magnetizace M_i a přirozené remanentní magnetizace). Podíl indukované magnetizace a intenzity magnetického pole Země pak vyjadřuje magnetickou susceptibilitu (K). Kromě velikosti indukované a přirozené magnetizace závisí susceptibilita také na směru, je tedy anizotropní. Celková susceptibilita horniny je pak součtem příspěvků susceptibilit diamagnetických, paramagnetických a ferromagnetických minerálů v hornině. Diamagnetické minerály mají záporné hodnoty magnetické susceptibility (v řádech přibližně -1×10^{-5} SI), magnetické momenty se orientují proti směru působícího pole. Jejich slabé magnetické vlastnosti se projeví pouze tehdy, když v hornině nejsou přítomny minerály s kladnými hodnotami magnetické susceptibility. Patří sem například křemen, živec nebo kalcit. Mezi paramagnetické minerály patří fáze s nízkými hodnotami kladné susceptibility (v řádech $\sim 10^{-6}$ SI). Jedná se zejména mafické silikáty (olivíny, amfiboly, pyroxeny, biotit, chlorit, granát, cordierit, turmalín). Susceptibilita paramagnetických minerálů s narůstající teplotou pak mírně klesá. Ferromagnetické minerály mají pozitivní remanentní magnetizaci, jejíž susceptibilita je větší než 5×10^{-3} SI. Jedná se zejména o akcesorické minerály jako je například hematit, goethit, magnetit a pyrrhotin. Jejich magnetická susceptibilita s rostoucí teplotou mírně roste

až po tzv. Curieovu teplotu. Po dosažení tohoto limitu magnetická susceptibilita prudce klesá a při dalším zvýšení teploty se příslušné minerály chovají paramagneticky (tj. feromagnetický charakter přetiskuje paramagnetický a tento přetisk může být teplotně odstraněn). Velikost anizotropie magnetické susceptibility také závisí na vlastní anizotropii minerálních částic a míře jejich přednostní prostorové orientace. Magnetická anizotropie jednotlivých částic navíc zahrnuje dvě dílčí komponenty, a to anizotropii krystalinní a tvarovou. Krystalinní anizotropie vychází z působení mřížkových sil na konfiguraci elektronových spinů. Tyto spiny jsou přednostně orientovány v určitých směrech, tj. získaná magnetizace je v těchto směrech největší (např. podél krystalografických os či rovin). Tvarová anizotropie vzniká zarovnáním elektronových spinů v magnetickém poli v protilehlých bodech na povrchu každého zrna, což ústí ve vytvoření magnetostatických sil.

Granitoidní horniny se dle magnetických vlastností člení na "magnetické" a "nemagnetické". Hodnoty magnetické susceptibility (K_m) magnetických granitoidů se pohybují v rozmezí 10^{-3} až 10^{-2} SI, což odráží vyšší zastoupení magnetitu nebo magnetitu s ilmenitem. Relativně vyšší hodnoty magnetické susceptibility jsou typické především pro granitoidy I a A typu (např. biotit-amfibolické tonality a alkalické granity; např. Chappell a White, 1974). "Nemagnetické" granitoidy mají hodnoty magnetické susceptibility relativně nižší (v rozmezí 10^{-5} až 10^{-4} SI), což souvisí s nižším zastoupením feromagnetických minerálů (zde se z feromagnetických minerálů vyskytuje zejména ilmenit). Pro tyto granitoidy je charakteristický vyšší příspěvek minerálů paramagnetických (např. biotitu a amfibolu). Mezi typické nemagnetické plutonity patří granitoidy M a S typu (Chappell a White, 1974).

8.2. Parametry AMS

Pro znázornění výsledků analýzy anizotropie magnetické susceptibility (AMS) se využívá geometrická reprezentace tenzoru susceptibility, tzv. elipsoid susceptibility. Ten svým tvarem a orientací charakterizuje magnetickou vnitřní stavbu horniny. Tvar elipsoidu susceptibility lze charakterizovat pomocí několika veličin, například poměrem nebo rozdílem hlavních susceptibilit ($k_1 \geq k_2 \geq k_3$, $n_1 = \ln k_1$, $n_2 = \ln k_2$, $n_3 = \ln k_3$). Střední susceptibilita K_m ($k_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$) představuje průměrnou hodnotu tří hlavních susceptibilit. Parametr P ($P = k_1/k_3$), zvaný stupeň anizotropie, indikuje intenzitu přednostního uspořádání magnetických minerálů v hornině. Poměr $L = k_1/k_2$ (magmatická lineace) charakterizuje intenzitu lineární

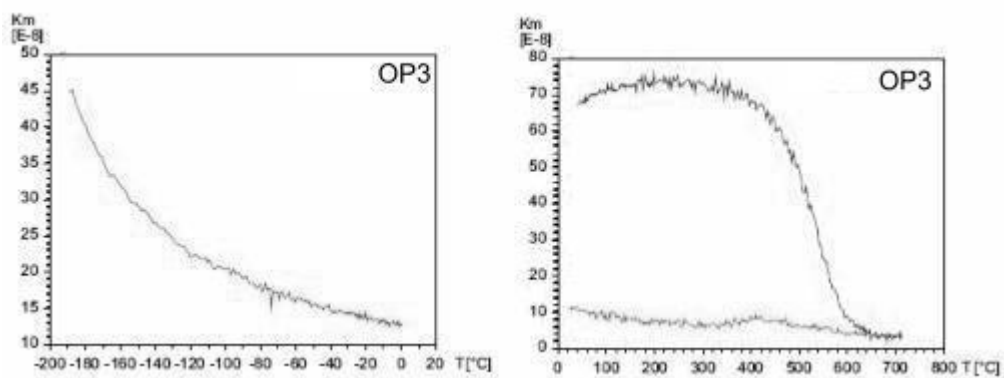
orientace magnetických minerálů v hornině. Je totožná se směrem maximální susceptibility. Poměr $F=k_2/k_3$ (magnetická foliace) indikuje intenzitu plošně paralelní orientace magnetických minerálů v hornině. Pól magnetické foliace je totožný se směrem minimální susceptibility. Tvarový parametr T ($T=(2n_2-n_1-n_3)/(n_1-n_3)$) nás informuje o tvaru elipsoidu susceptibility a tedy o charakteru převládající vnitřní magnetické stavbě. Pohybují-li se hodnoty parametru v intervalu (0,1), jedná se o planární (oblátní) stavbu, při hodnotách (-1,0) se jedná o stavbu lineární (prolátní).

Odběr orientovaných vzorků byl proveden pomocí ruční motorové vrtačky Tanaka (vrtná jádra o rozměrech 2x2,53 cm). Měření magnetické anizotropie bylo provedeno na kappamůstku KLY-3S na Ústavu geologie a paleontologie PřFUK v Praze. Výsledky byly zpracovány pomocí programu ANISOFT 42 (Chadima et al., 2009).

8.3. Výsledky analýzy AMS

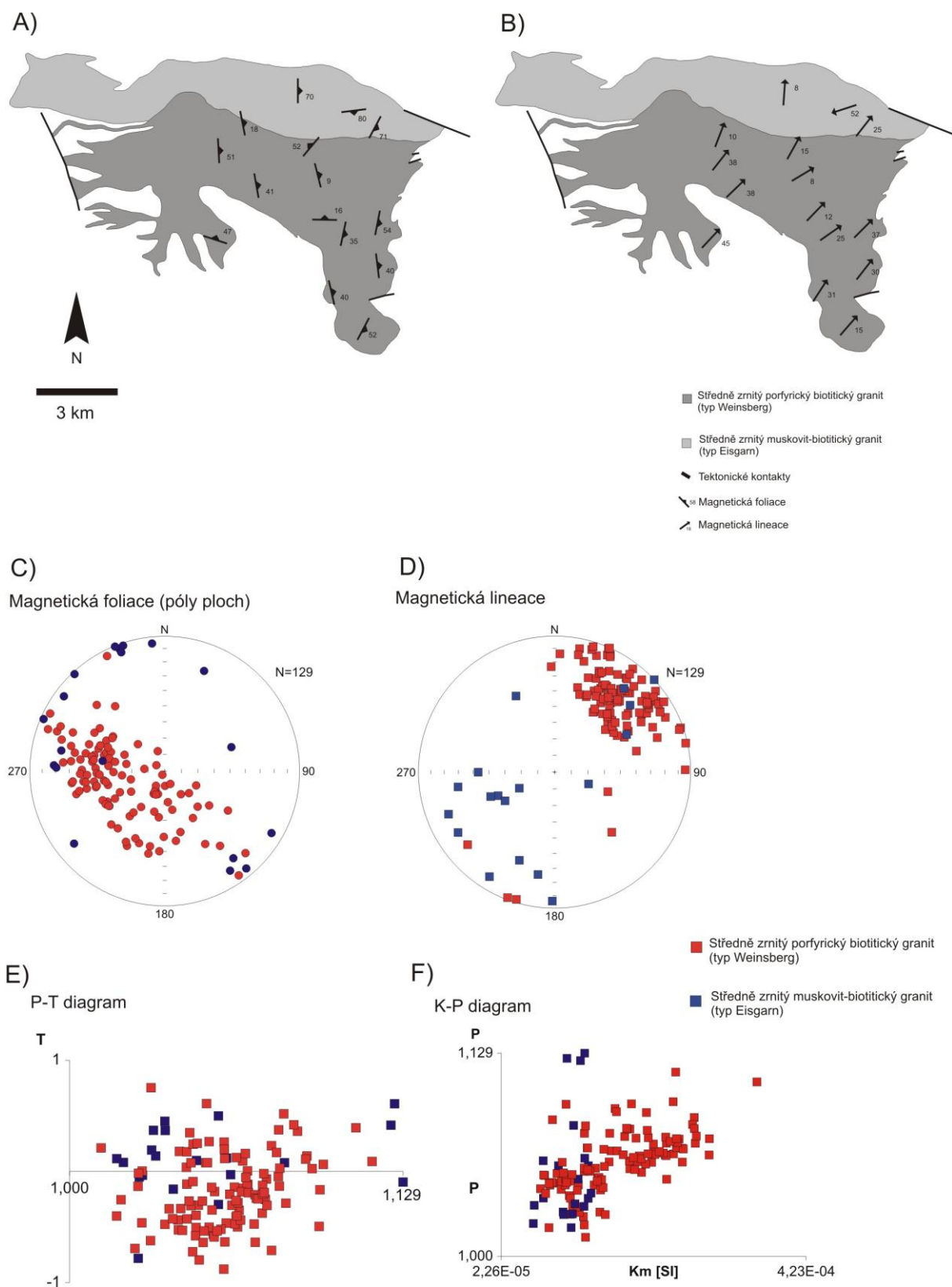
8.3.1. Prášílský pluton

V rámci tělesa prášílského plutonu (převážně v jeho centrální a východní části) byly odebrány vzorky na analýzu anizotropie magnetické susceptibility z 15 výchozových lokalit v celkovém množství 129 horninových vzorků. Hodnoty parametru K (souhrnná magnetická susceptibilita) (obr. 34f) se na jednotlivých lokalitách pohybují v rozmezí $65\text{--}358 \times 10^{-6}$ SI. V severní části plutonu, tvořené okrajovou facií typu Weinsberg, nabývají hodnoty magnetické susceptibility hodnot mírně nižších ($65\text{--}141 \times 10^{-6}$ SI) oproti jižní části tvořené základním typem granitoidů typu Weinsberg ($74\text{--}358 \times 10^{-6}$ SI). Celkový charakter horniny je tedy paramagnetický a granitoidy typu Weinsberg tak patří mezi nemagnetické granitoidy. Pro určení závislosti susceptibility na teplotě byla využita metoda termomagnetické analýzy, která byla provedena ve dvou teplotních intervalech ($-190\text{--}0^\circ\text{C}$ a $20\text{--}720^\circ\text{C}$). Identifikovaná termomagnetická křivka (obr. 33) má hyperbolický průběh, což indikuje zásadní vliv paramagnetických minerálů (zejména biotitu) na celkovou magnetickou susceptibilitu horniny. Pro analýzu byl použit vzorek z lokality OP3.



Obr. 33: Termomagnetická křivka. Pro analýzu použit vzorek z lokality OP3.

V rámci studované východní a centrální části prášilského plutonu byly identifikovány dva odlišné směry magnetických foliací (obr. 34a,c): (i) Strmá magnetická foliace v průběhu SSV-JJZ až SV-JZ a (ii) magnetická foliace upadající pod mírnými úhly k ~SV. Na několika lokalitách byly identifikovány přechodní planární magnetické stavby mezi mezními orientacemi (i) a (ii). Magnetická lineace (obr. 34b,d) má na celém studovaném území plutonu relativně konzistentní orientaci, upadá generelně pod mírnými až středními úhly k severovýchodu. Hodnoty tvarového parametru se pohybují v rozmezí -0,89-0,75 s průměrnou hodnotou -0,135, což celkově indikuje mírně prolátní charakter magnetických staveb. Parametr P (obr. 34e) nabývá hodnot z intervalu 1,012-1,129, tj. stupeň anizotropie je poměrně nízký.

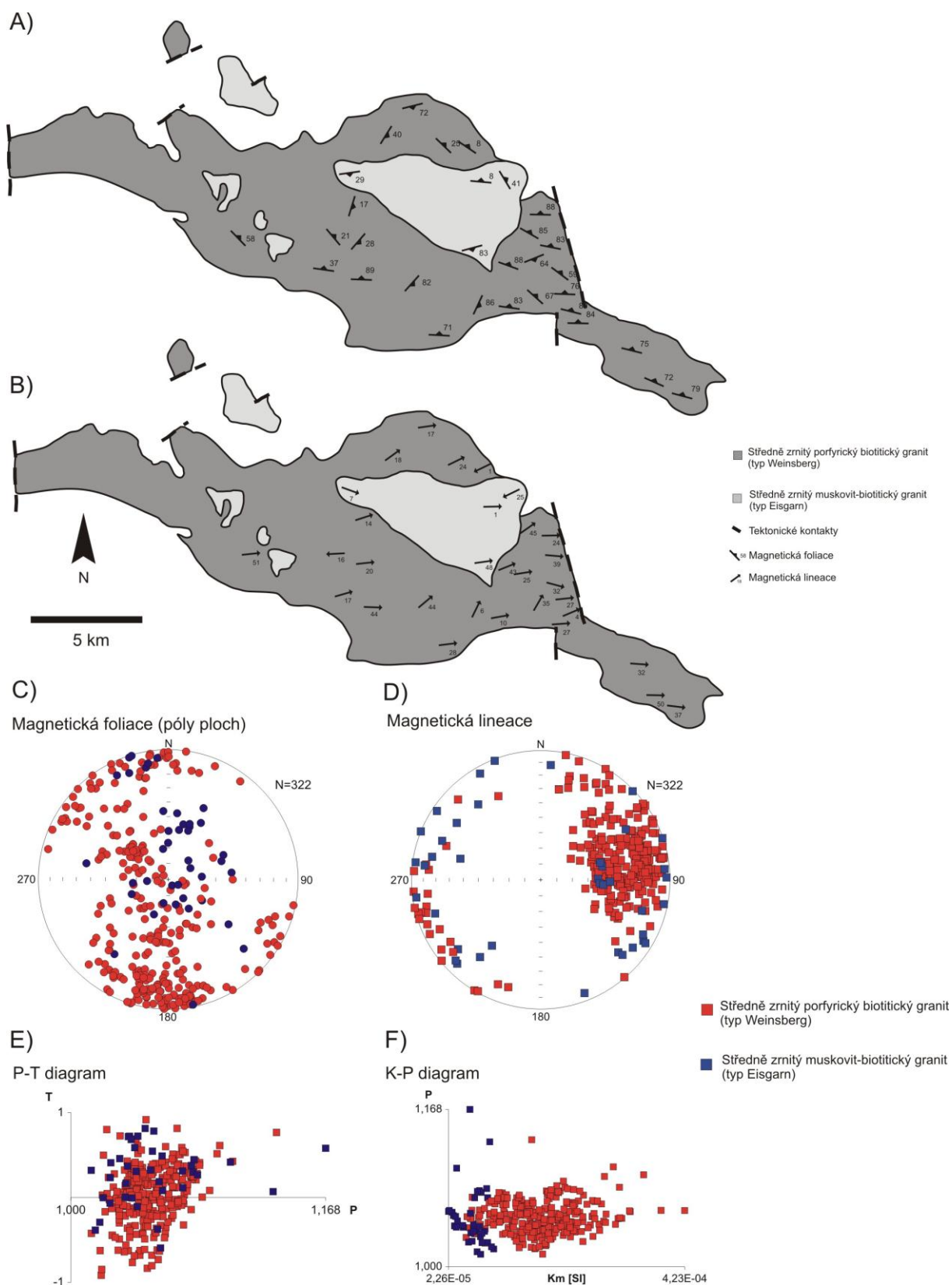


Obr. 34: Výsledky analýzy AMS prácheňského plutonu

8.3.2. Stráženský pluton

V rámci tělesa stráženského plutonu byly odebrány vzorky z 31 výchozových lokalit v celkovém počtu 322 horninových vzorků. Hodnoty parametru K (obr. 35f) se pohybují v rozmezí $22-423 \times 10^{-6}$ SI. Ve střední části tělesa, tvořené muskovit-biotitickým středně až hrubozrnným granitem (typ Eisgarn), je susceptibilita výrazně nižší ($22-99 \times 10^{-6}$ SI), než ve zbytku tělesa ($52-423 \times 10^{-6}$ SI). Tvarový parametr T (obr. 35e) v rámci celého tělesa nabývá hodnot z intervalu $-0,94 - 0,91$ s průměrnou hodnotou 0,091, což ukazuje jak na oblátní, tak prolátní tvary elipsoidu susceptibility magnetických staveb. Centrální část plutonu vykazuje mírnou afinitu k oblátnějším tvarům (průměrná hodnota parametru T 0,248). Hodnoty parametru P se pohybují v rozmezí 1,013-1,168, což indikuje nízký stupeň anizotropie.

V rámci tělesa byly identifikovány dva hlavní typy magnetických planárních staveb (obr. 35a,c): i) foliace upadající pod středními až strmými úhly k SSV až SV a ii) foliace upadající pod středními až strmými úhly k JV až JJV. Magnetická lineace (obr. 35b,d) vykazuje na celém území plutonu konzistentní orientaci, upadá pod mírnými až středními úhly k VSV až SV.



Obr. 35: Výsledky analýzy AMS stráženského plutonu

9. Diskuze

9.1. Chemické složení a petrogeneze

Na základě analýzy celkového chemického složení granitoidů prášilského a stráženského plutonu (porfyrické biotitické monzogranity s texturní příbuzností ke granitoidům typu Weinsberg) tyto horniny lze z petrogenetického pohledu označit jako typické smíšené I/S typy s mírnou afinitou k anorogenním granitům (typ A). Na základě Shandova indexu (Shand, 1943) horniny mají peraluminické složení s podstatným zastoupením K_2O . V diagramu AFM (Irvine a Baragar, 1971) pak zájmové horniny spadají do série vápenato-alkalické. Obsahy hlavních oxidů jsou u tělesa prášilského a stráženského plutonu prakticky identické. Prvky vzácných zemin shodně vykazují trend obohacení lehkými vzácnými zeminami (La, Ce, Pr, Nd, Sm) a ochuzení těžkými vzácnými zeminami (Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu) oproti chondritickému materiálu (Boynton, 1984) a nesou zároveň znaky výrazné europiové anomálie. Studované horniny dále ukazují trendy magmatické frakcionace, přičemž granitoidy stráženského plutonu oproti tělesu prášilského plutonu vykazují její relativně vyšší míru (obr. 14). Na základě poklesu oxidů MgO , CaO , TiO_2 a FeO během magmatické frakcionace lze předpokládat, že se na jejím řízení podílejí zejména draselný živec, biotit a zirkon, dále lze předpokládat i účast některé z fází Ti , a to buď ilmenitu, nebo rutilu. Porovnáním základních chemických parametrů všech studovaných hornin (variační diagramy $Al_2O_3/(FeO+MgO+TiO_2)$ vs. $Al_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$ a $(Na_2O+K_2O)/(FeO+MgO+TiO_2)$ vs. $Na_2O+K_2O+FeO+MgO+TiO_2$; obr. 22 a 23) se složením experimentálních tavenin metapelitových, metadrobových a metabazitových tavenin (Patiño-Douce, 1999) je možné usuzovat na výrazně heterogenní protolit granitoidů prášilského a stráženského plutonu. Jedná se pravděpodobně o metamorfovaný vulkanosedimentární materiál s kolísající proporcí bazických vulkanitů a vulkanoklastických sedimentů, dále klastických sedimentů s variabilním podílem jílovité a písčité frakce. Siebel et al. (2008) rozděluje tělesa granitoidů v západní větvi CMPK dle odlišností v chemickém složení a regionální příslušnosti k jednotkám monotónní skupiny Šumavského moldanubika (granitoidy S – typu) nebo metamorfovaným komplexům Bavarika (granitoidy I – typu). Rozhraní obou celků definované jako SSZ-JJV orientovaná pfahlská střížná zóna je pak dle Siebla et al. (2008) je význačným tektonickým rozhraním, které odděluje dva odlišné krustální segmenty (ostronský a bavorský terán). Jedná se zejména o odlišnosti v litologii, stáří, metamorfním vývoji a kontrastním složením těles granitových plutonů (např. Kalt et al. 2000; Verner et al.

2008). Tělesa studovaných granitoidů prášilského a stráženského plutonu, které dle Siebla et al. (2008) náleží do teránu ostronského, prokazatelně nesou petrogenetické znaky protolitů kůry značně heterogenního složení, což je typické právě pro spodní části jednotky bavorského moldanubika (Siebel et al. 2008). V souladu s prací Gerde (2001) lze předpokládat, že granitoidy obou těles studovaných granitoidů vznikly parciálním tavením značně heterogenního souboru vulkanosedimentárních sekvencí s omezeným příspěvkem magmatického mixing. Horniny prášilského a stráženského plutonu tak vykazují identické chemické složení a petrogenetické znaky ve srovnání s rozsáhlým tělesem plutonu Weinsberg v oblasti Dolního Rakouska.

9.2. U/Pb datování a stáří granitoidů typu Weinsberg

Tělesa prášilského a stráženského plutonu byla datovány pomocí metody U/Pb na zirkonech, výsledná konkordantní stáří zirkonů udávají stáří $320 \pm 2,2$ Ma (2σ) pro prášilský pluton a $322,8 \pm 2,3$ Ma (2σ) pro stráženský pluton. Na základě aplikované metodiky U/Pb datování a magmatického charakteru krystalů zirkonu tato stáří udávají čas závěrečné fáze magmatické krystalizace. Zjištěná stáří vykazují mírně nižší hodnoty ve srovnání s publikovanými výsledky Siebela (2008) pro těleso stráženského plutonu na $325,9 \pm 1,9$ Ma (granit typu Finsterau I), $324,1 \pm 1,8$ Ma (granit typu Finsterau II) a $324,9 \pm 3,5$ Ma (granit typu Lusen). Krystalizační stáří dalších granitoidů ostronského teránu (granitoidy typu Weinsberg i Eisgarn) spadají do intervalu 320–328 Ma, tělesa bavorského teránu pak do intervalu 320–324 Ma (přehled in Siebel 2008). Gerdes (2001) ve své práci shrnuje datování jihovýchodní části CMPK (pluton Weinsberg a přilehlá tělesa), které udávají hodnoty okolo ~325 Ma. V práci Žáka et al. (2010) jsou shrnuta krystalizační stáří severní větve CMPK, která je tvořena granitoidy typu Eisgarn na 328–325 Ma. Z výše uvedeného vyplývá jednoznačný překryv v čase vmístění a krystalizace mírně odlišných granitoidů Eisgarnského a Weinsberského typu, přičemž západní větev tohoto magmatického komplexu vykazuje poměrně větší rozptyl geochronologických dat s hlavní etapou magmatické aktivity cca o 5 Ma později.

9.3. Stavby a geodynamický vývoj

V okolních horninách monotónní skupiny šumavského moldanubika byla identifikována vzájemná superpozice tří dílčích metamorfních staveb (S_1 , S_2 a S_3). Tyto stavby odrážejí dílčí stádia v geodynamickém vývoji hlubších úrovních kůry variského

orogenního pásma (např. Žák et al. 2005; Verner et al. 2008; Franěk et al. 2011). Sukcesivně se jedná se o záznam variských konvergentních procesů ve směru ZSZ-VJV (strmé foliace SSV-JJZ průběhu) v čase 360-346 Ma, výzdvih vysoce metamorfovaných hornin do prostředí střední kontinentální kůry v režimu subvertikálního zkracování orogenního kořene spojené s tvorbou foliace subhorizontální orientace v časovém rozsahu 345-339 Ma a superpozici transpresní deformace s tvorbou foliací SZ-JV průběhu v čase 335-320 Ma. Obě studovaná tělesa prášilského a stráženského plutonu mají strmé intruzivní kontakty, v mírném protažení ve směru ZSZ-VJV, tzn. subparalelně s průběhem metamorfní stavby S_3 . Dominantními stavbami v tělese prášilského plutonu ($320 \pm 2,2$ Ma) jsou foliace submagmatického charakteru se středními úklony k východu až severu, které jsou subparalelní s intruzivními kontakty plutonu. Tyto foliace nesou výrazné lineace s mírnými až středními úklony k SV. Hodnoty tvarového parametru ($T = -0,89 - 0,75$) ukazují na převažující slabě prolátní (lineární) charakter identifikovaných staveb. Stupeň anizotropie ($P = 1,012 - 1,129$) je relativně nízký a podporuje mikrostrukturní indikace přítomnosti tranzitních magmatických až submagmatických staveb. Výsledky termomagnetické analýzy a hodnoty celkové magnetické susceptibility ukazují na přítomnost minerálů paramagnetických vlastností (biotitu), jako hlavního nositele magnetické anizotropie horniny (Bouchez, 1997). Přítomnost tranzitních magmatických až submagmatických staveb v tělese prášilského plutonu, částečná shoda v orientaci intruzivních kontaktů a vnitřních staveb s průběhem regionální metamorfní stavby S_3 a stavební přetisk interních intruzivních kontaktů mezi dílčími magmatickými pulsy dle kritérií Paterson et al. 1989; 1998 ukazuje na synchronní vmístění a krystalizaci tělesa prášilského plutonu se závěrečnými fázemi vývoje regionálních staveb S_3 . V tomto smyslu se jedná o event regionální transtenze (extenze) ve směru SSV-JJZ (ve směru identifikovaných lineací), který pravděpodobně souvisel s rychlým výzdvihem (odštěpením) metamorfovaného komplexu a četných intruzivních těles jednotky bavorského moldanubika (Kalt et al. 1999; 2000; Finger et al. 2007). V tělese stráženského plutonu ($322,8 \pm 2,3$) byly identifikovány dvě odlišné stavby, shodně submagmatického charakteru. Relativně starší foliace mají strmý úklon k S nebo J a nesou výrazné lineace s mírnými úklony k SV až VSV. Hodnoty tvarového parametru ($T = -0,94 - 0,91$) s průměrnou hodnotou 0,091 ukazují jak na oblátní, tak prolátní tvar elipsoidu susceptibility. Hodnoty parametru ($P = 1,013 - 1,168$) jsou relativně nízké a podporují mikrostrukturní indikace přítomnosti tranzitních magmatických až submagmatických staveb (Vernon, 2000). Tyto stavby byly částečně reorientovány do ploch subhorizontálních směrů. Nové foliace mají obdobně submagmatický charakter a vyznačují se mírně vyššími hodnotami

parametru P. Hodnoty parametru T spadají do pole oblátního tvaru staveb. Výsledky termomagnetické analýzy hornin stráženského plutonu a hodnoty celkové magnetické susceptibility ukazují na přítomnost minerálů paramagnetických vlastností (biotitu), jako hlavního nositele magnetické anizotropie horniny. Přítomnost dvou superponovaných staveb v tělese stráženského plutonu, jejich charakter a částečná shoda v orientaci vůči regionálním stavbám S_3 dle kritérií Paterson et al. 1989; 1998 ukazuje na synchronní vmístění a krystalizaci tělesa prášilského plutonu s určitou fází vývoje regionálních staveb S_3 . Na základě výše uvedených dat vmístění a krystalizace obou studovaných těles granitoidů typu Weinsberg proběhlo v úzké součinnosti se závěrečnými etapami vývoje regionálních staveb S_3 tzv. „bavorské fáze“. Bavorská fáze reprezentuje plně samostatné stádium variské orogeneze v Českém masivu, vyznačuje se zvýšeným termálním efektem (LP-HT regionální metamorfóza) a celkovou tektonickou remobilizací kůry v jihozápadním sektoru Českého masivu (Kalt, 2000). V iniciálním stádiu vývoje této fáze se jednalo o rozsáhlou transpresní deformaci s pravostrannou kinematikou (Babůrek et al., in print) s přechodem k pravostrannému subhorizontálnímu stříhu. V poslední fázi dochází v součinnosti s exhumací bavorského moldanubika k transtenzní tektonice. Procesy aktivity bavorské fáze pravděpodobně souvisely s pozdně variskou delaminací litosférického pláště nebo přínosem tepla vystupujících magmat bazického složení (Finger et al., 2007; Henk, 2000). Tento tektonometamorfni event spadá do časového období 330-321 Ma (Büttner et al., 1999; Kalt et al. 1999; 2000).

10. Závěry

Horniny prášilského a stráženského plutonu se na základě analýzy celkového geochemického složení řadí k diferencovaným granitoidům monzogranitového složení. Z petrogenetického hlediska je lze označit za smíšené I/S typové granitoidy s mírnou afinitou k anorogenním granitům. Granitoidy obou těles vznikly parciálním tavením značně heterogenního souboru vulkanosedimentárních sekvencí s omezeným příspěvkem magmatického mixing. Horniny stráženského plutonu vykazují ve srovnání s granitoidy prášilského plutonu relativně vyšší míru magmatické frakcionace. Hlavní variety granitoidů prášilského a stráženského plutonu byly datovány pomocí metody U/Pb na zirkonech, výsledná konkordantní stáří zirkonů udávají krystalizační stáří prášilského plutonu na $320 \pm 2,2$ Ma a stráženského plutonu na $322,8 \pm 2,3$ Ma. Vmístění a krystalizace obou studovaných těles

proběhlo v úzké součinnosti se závěrečnými etapami vývoje regionálních staveb S_3 tzv. „bavorské fáze“. V této fázi se jednalo o heterogenní deformaci s indikacemi pravostranného subhorizontálního stříhu v průběhu ZSZ-VJV, během které došlo v čase ~ 322 Ma k syntektonickému vmístnění a vzniku vnitřních staveb v tělese stráženského plutonu. Následoval přechod k lokalizované transtenzní tektonice v severovýchodním směru, a to pravděpodobně v součinnosti s exhumací vysoce metamorfovaných hornin bavorského moldanubika. V této etapě okolo 320 Ma byly do prostředí výrazně exhumované kůry šumavského moldanubika vmístěny granitoidy prášilského plutonu.

11. Literatura

Abbott, R.N., (1989): Internal structures in part of the South Mountain batholith, Nova Scotia, Canada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 101, 1493–1506.

Archango, C.J., Bouchez, J.-L., Corsini, M., Vauchez, A.,(1994): The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike–slip setting of NE Brazil _Paraiba State.. *J. Struct. Geol.* 16, 323–336

Balk, R. (1937): Structural behavior of igneous rocks. *Geol. Soc. Am. Memoir*, no. 5, p. 177.

Barriere, M. (1981): On curved laminae, graded layers, convection currents and dynamic crystal sorting in the Ploumanach (Brittany) subalkaline granite. *Contr. Miner. Petrol.* 77,214-224.

Bateman, P. C., Clark, L. D., Huber, N. K., Moore, J. G., Rinehart, C. D. (1963): The Sierra Nevada batholith--a synthesis of recent work across the central part. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper* 4141, D1-D46.

Bateman, R. (1985): Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek granite. *J. Geol.* 93, 293-310.

Batchelor, R.A., Bowden, P. (1985): Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48(1–4): 43–55.

Becker H., Altherr R. (1992): Evidence from ultra-high-pressure marbles for recycling of sediments into the mantle. *Nature* 358: 745–748

Benn, K., Allard, B., (1989): Preferred mineral orientations related to magmatic flow in ophiolite layered gabbros. *J. Petrol.* 30, 925–946.

Blumenfeld, P., Bouchez, J.-L., (1988): Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *J. Struct. Geol.* 10, 361–372.

Bouchez, J.L. (1997). Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and Stephens, W.E. (Editors), *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, pp. 95–112.

Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Henderson (Editor), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp. 63–114.

Büttner S., Kruhl, J. (1997): The evolution of a late-Variscan high-T/low- P region: The south-eastern margin of the Bohemian Massif. *Geol. Rdsch.*, 86, 21-38.

- Büttner S.H. (1999): The geometric evolution of structures in granite during continuous deformation from magmatic to solid-state conditions: An example from the central European Variscan Belt, *American Mineralogist*, Volume 84, pages 1781–1792, 1999
- Carswell D.A. (1991): Variscan high P-T metamorphism and uplift-history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *Eu J Mineral* 3: 323–342
- Clarke, B. (1992): *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London: p. 283
- Clemens, J.D., Mawer, C.K. (1992): Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204: 339-360.
- Courrioux, G. (1987): Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton (southwest Scotland). *J. Struct. Geol.* 9,313-330
- Cruden, A.R. (1990): Flow and fabric development during diapiric rise of magma. *J. Geol.* 98, 681–698
- Dallmeyer R.D. , Franke W., Weber K. (eds) (1995): *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin, pp 1–593
- Davis, G.A., (1963): Structure and mode of emplacement of the Cariboo Mountain pluton, Klamath Mountains, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 73, 331–348.
- Eggleton, R. A., Buseck, P. R. (1980): The orthoclase-microcline inversion: a high-resolution transmission electron microscope study and strain analysis. *Contr. Miner. Petrol.* 74,123-133
- Fernandez, A.G., Gasquet, D.R. (1994): Relative rheological evolution of chemically contrasted coeval magmas: example of the Tichka plutonic complex_Morocco.. *Contrib. Mineral. Petrol.* 116, 316–326.
- Finger F. , Krenn E. (2007): Three metamorphic monazite generations in a high-pressure rock from the Bohemian Massif and the potentially important role of apatite in stimulating polyphase monazite growth along a PT loop. *Lithos* 95: 103–115
- Finger F., Doblmayr P., Friedl G., Gerdes A., Krenn E., von Quadt A. (2003): Petrology of the Weinsberg granite in the South Bohemian Batholith: New data from the mafic end members, *Journal of the Czech Geological Society* 48/1-2 (2003)
- Finger F., Roberts M., Haunschmid B., Schermaier A., Steyrer H. (1997): Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations, *Mineral. Petrol.* 61 (1997) 67–96.
- Finger F., von Quadt A., (1992): Wie alt ist der Weinsberger Granit? U/Pb versus Rb/Sr Geochronologie. *Mitt Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 137, 83-86.

Finger, F., Clemens, J.D. (1995): Migmatization and "secondary" granitic magmas: effects of emplacement and crystallisation of 'primary' granitoids in Southern Bohemia, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 120, 311-326.

Franěk, J., Schulmann, K., Lexa, O., Tomek, Č., Edel, J.B. (2011): Model of syn-convergent extrusion of orogenic lower crust in the core of the Variscan belt: implications for exhumation of high-pressure rocks in large hot orogens. *J. metamorphic Geol.*, 2011, 29, 53–78

Frank W., Hammer S., Popp F., Scharbert S. (1990): Isotopen-geologische Neuergebnisse zur Entwicklungsgeschichte der Böhmisches Masse ± Proterozoische Gesteinsserien und variszische Hauptorogenese. *Osterreichische Beiträge Meteorologie Geophysik*, 3, 185-228.

Franke, W., (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 230: 67–90

Franke W. (2000): The middle-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke W., Haak U., Oncken O., Tanner D. (eds) *Orogenic Processes: quantification and Modelling in the Variscan belt*. *Geol Soc London Spec Publ* 179: 35–61

Friedl G. (1997): U/Pb Datierungen an Zirkonen und Monaziten aus Gesteinen vom österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. Unpublished PhD. thesis, Universität Salzburg, pp 1–242

Friedl, G., von Quadt, A. and Finger, F. (1996): Timing der Intrusionstätigkeit Im Sudbohmischen Batholith. 6 Symposium. *Tektonik-Strukturgeologie-Kristallingeologie, Erweiterte Kurzfassungen* (G. Amann, R. Handler, W. Kurz, H.P. Streyer, eds), pp. 127-130. *Facultas-Universitätsverlag*, Wien.

Fritz H., Neubauer F. (1993): Kinematics of crustal stacking and dispersion in the South-Eastern Bohemian Massif. *Geol Rundsch* 82: 556–565

Gapais D., Barbarin B. (1987): Quartz fabric transition in a cooling syntectonic granite (Hermitage, France). *Tectonophysics*, v. 125, p. 357-370

Gerdes A. (2001): Magma homogenization during anatexis, ascent and/or emplacement? Constraints from the Variscan Weinsberg Granites, *Terra Nova*, 13, 305-312, 2001

Gerdes A., Friedl G., Parrish R.R. , Finger F. (2003): Highresolution geochronology of Variscan granite emplacement – the South Bohemian Batholith. *J Czech Geol Soc* 48: 53–54

Gerdes A., Wörner G., Finger F. (1998): Late-orogenic magmatism in southern Bohemian Massif - geochemical and isotopic constraints on possible sources and magma evolution. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 42, 41-45.

Gerdes A., Wörner G., Finger F. (2000a): Hybrids, magma mixing and enriched mantle melts in post-collisional Variscan granitoids: the Rastenberg pluton, Austria. In: Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds)

Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan belt. Geol Soc London Spec Publ 179: 415–431

Guineberteau, B., Bouchez, J.L., Vigneresse, J.L., (1987): The Mortagne granite pluton _France. emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implications. Geol. Soc. Am. Bull. 99, 763–770.

Henk, A. A., von Blanckenburg, F., Finger, F., Schaltegger, U. & Zulauf, G. (2000). Syn-convergent high-temperature metamorphism and magmatism in the Variscides: a discussion of potential heat sources. In: Franke, W., Haak, V., Oncken, O. & Tanner, D. (eds) Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, London, Special Publications 179, 387-399

Holder, M. T. (1981): Some aspects of intrusion by ballooning: the Ardara pluton (abstract). In: Diapirism and Gravity Tectonics: Report of a Tectonic Studies Group (edited by Coward, M. P.). J. Struct. Geol. 3, 89-95.

Holub F. (1997): Ultrapotassic plutonic rocks of the durbachite series in the Bohemian Massif: petrology, geochemistry and petrogenetic interpretation. Sbor. geol. Věd, Ložisk Geol Mineral 31: 5–26

Huppert, H., Stephen R., Sparks J., Wilson J. R., Hallworth M. A. (1986): Cooling and crystallization at an inclined plane. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 79, Issues 3–4, September 1986, Pages 319-328

Hutton, D. (1988): The structural analysis of granitic rocks: Marre, J. 1986. North Oxford Academic, Kogan Page, London. 124 pp. Price £18.50. (Translated, revised and updated from the original French language edition first published in 1982.) *Journal of Structural Geology*, Volume 10, Issue 3, 1988, Pages 318-319

Chappell, B.W., White, A.J.R., (1974): Two constraining granite types. *Pacific Geol.*, 8: 173-4.

Chappell, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D. (1987). The Importance of Residual Source Material (Restite) in Granite Petrogenesis. *Journal of Petrology*, 28(6): 1111–1138

Chappell, B.W., White, A.J.R. (1992): I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences*, 83: 1–26.

Chlupáč, I., Havlíček, V., Kříž D, J., Kukul, Z., Štorch, P., (1992): Paleozoikum Barrandienu. *Český geologický Úst.*, Praha, 279 pp.

Irvine, T. N. (1987): Layering and related structures in the Duke Island and Skaergaard intrusions: similarities, differences, and origins. In: *Origins of Igneous Layering* (edited by Parsons, I.). Reidel, Dordrecht, 185-245.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A. (1971): A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8(5): 523–548.

- Janoušek V., Gerdes A., Vrána S., Finger F., Erban V., Friedl G., Braithwaite C.J.R. (2006): Low-pressure granulites of the Lišov Massif, Southern Bohemia: Viséan metamorphism of Late Devonian plutonic arc rocks. *J Petrol* 47:705–744
- Kalt A., Berger A., Blumel P (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerische Wald (Variscan belt, Germany). *J Petrol* 40: 601-627
- Kalt, A., Corfu, F. & Wijbrans, J. R. (2000). Time calibration of a P-T path from a Variscan high-temperature low-pressure metamorphic complex (Bayerische Wald, Germany), and the detection of inherited monazite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 143-163.
- Klomínský, J., Jarchovský, T., Rajpoot, G.S., (2008): The atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif, Česká geologická služba.
- Klötzli U.S., Koller F., Scharbert S., Höck V. (2001): Cadomian lower-crustal contributions to variscan granite petrogenesis (South Bohemian pluton, Austria). Constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics, *Journal of petrology* 42, vol. 9, 1621-1642, 2001.
- Koller F., Klotzli U., Höck V. (1994): Indications of lower crustal origin for the Weinsberg granite (South Bohemian pluton, Austria). *J. Czech Geol. Soc.*, 39/1, 55-56.
- Kotková J., Harley S.L., Fišera M. (1997): A vestige of very high-pressure (ca. 28 kbar) metamorphism in the Variscan Bohemian Massif, Czech Republic. *Eur J Mineral* 9: 1017–1033
- Kröner A., Willner A. (1998): Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany, *Contrib. Mineral. Petrol.* 132 (1998) 1–20.
- Kröner, A., Hegner, E., Hammer, J., Haase G., Bielicki, K.-H., Krauss, M., Eidam, J., (1994): Geochronology and Nd-Sr systematic of Lusatian granitoids: significance for the evolution of the Variscan orogen in east-central Europe. *Geol. Rundsch.*, 83: 357–376.
- Kröner, A., Willner, A.P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J., Berger, R., (1995): Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geol. Rundsch.*, 84(3): 437–456.
- Liew, T.C., Finger, F. and Hock, V., (1989): The Moldanubian granitoid plutons of Austria: Chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chem. Geol.*, 76, 41-55.
- Linnemann, U., Pereira F., Jeffries T. E., Drost K., Gerdes A. (2008): The Cadomian Orogeny and the opening of the Rheic Ocean: The diachrony of geotectonic processes constrained by LA-ICP-MS U–Pb zircon dating (Ossa-Morena and Saxo-Thuringian Zones, Iberian and Bohemian Massifs)

Mackin, J.H., (1947): Some structural features of the intrusions in the Iron Springs district_Utah.. In: Guidebook to the Geology of Utah, Utah Geol. Soc. Guidebook, no. 2, pp. 1-62.

Maniar, P.D., Piccoli, F., M. (1989): Tectonic discrimination of granitoids. Geol. Soc. Amer. Bull, 101: 635–643.

Marheine, D., Kachlik, V., Maluski, H., Patočka, F., Zelazniewicz, A., 2002. The Ar – Ar ages from the West Sudetes (NE Bohemian Massif): constraints on the Variscan polyphase tectonothermal development. Journal of the Geol. Soc. London, Spec. Publications, 201: 133–155.

Marsh, B.D. (1982): On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. Am. J. Sci. 79: 135-156.

Medaris G., Jelinek E., Misař Z. (1995): Czech eclogites. Terrane settings, interpretation for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif, Eur. J. Mineral. 7 (1995) 7–28.

Mielke, P., Winkler, H.G.F. (1979): Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte: 471–480.

Murray, J.D., (1979): Outlines of the structure and emplacement history of a tonalite pluton in the Peninsular Ranges Batholith, Northern Baja California, Mexico. In: Abbott, L., Todd, R., _Eds., Mesozoic Crystalline Rocks: Peninsular Ranges Batholith and Pegmatites; Point Sal Ophiolite. San Diego State University, San Diego, CA, pp. 163–176.

O'Brien P.J. (2000): The fundamental Variscan problem: high-temperature metamorphism at different depths and high-pressure metamorphism at different temperatures. In: Franke W., Haak V., Oncken O., Tanner D. (eds) Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geol Soc London Spec Publ 179: 369–386

Park Y., Means W.D. (1996): Direct observation of deformation processes in crystal mushes. J. Struct. Geol. 186., 847–858.

Paterson, S.R., Vernon, R.H., Tobisch, O.T., (1989): A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. J. Struct. Geol. 11 _3., 349–363

Paterson S.R., Fowler T.K., Schmidt K.L., Yoshinobu A.S., Yuan E.S., Miller R.B. (1998): Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. Lithos 44, 53-82

Paterson, S.R., Fowler, T.K. (1993): Re-examining pluton emplacement processes. J. Struct. Geol., 15: 191-206

Paterson, S. R., Miller, R.B. (1998a): Stopped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers or chronometers? J. Struct. Geol., 20: 1261-1272

- Patinño-Douce, A. E. (1999): What do experiments tell us about the relative contribution of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C. & Vigneresse, J. L. (eds) *Understanding Granites: Integrating New and Classical Techniques* Geological Society, London, Special Publications 168, 55-75.
- Peccherillo, A., Taylor, S.R. (1976): Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area. Northern Turkey: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63–81.
- Petford, N. (1996): Dykes or diapirs? *Transaction of Royal Society of Edinburg, Earth Sciences*, 87: 105-114
- Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R. (1993): Dike transport of granitoid magmas, *Geology*, 21: 845-848
- Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L. (2000): Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*.
- Petrakakis K. (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *J Metamorph Geol* 15: 203–222
- Philpotts, A.R., Asher, M., (1994): Magmatic flow-direction indicators in a giant diabase feeder dike, Connecticut. *Geology* 22-4., 363–366.
- Pin C., Marini F. (1993): Early Ordovician continental break-up in Variscan Europe: Nd---Sr isotope and trace element evidence from bimodal igneous associations of the Southern Massif Central, France. *Lithos*, vol. 29, 177-196.
- Prior D. J., Boyle A. P., Brenker F., Cheadle M. C., Day A., Lopez G., Peruzzo L., Potts G. J., Reddy S., Spiess R., Timms N. E., Trimby P., Wheeler J., Zetterström L. (1999): The application of electron backscatter diffraction and orientation contrast imaging in the SEM to textural problem in rocks. *American Mineralogist* 84, 1741-1759.
- Racek M., Štípská P., Pitra P., Schulmann K., Lexa O. (2006): Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineral Petrol* 86: 221–251
- Ramírez, J.A., Grundvig, S. (2000). Causes of geochemical diversity in peraluminous granitic plutons: the Jálama pluton, Central-Iberian Zone (Spain and Portugal). *Lithos*, 50(1–3): 171–190.
- Ramsay, J. G. (1975): The structure of the Chindamora Batholith. 19th Ann. Res. Inst. At. geol. Univ. Leeds, 81
- René, M., Matějka, D., Klečka, M., (1999): Petrogenesis of granites of the Klenov massif, *Acta Montana, Ser. AB* 113: 107-134.

René, M., Holtz, F., Luo, C., Beermann, O., Stelling, J., (2008): Biotite stability in peraluminous granitic melts: compositional dependence and application to the generation of two-mica granites in the South Bohemian batholith (Bohemian Massif, Czech Republic). *Lithos* 102, 538–553.

Shand, S.J. (1943): Eruptive rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits. *Eruptive rocks: Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relations to Ore-deposits*, 58(2).

Schaltegger A. (1997): Magma pulses in central Variscan belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning, *Terra Nova*, 9, 242-245, 1997

Scharbert S. (1987): Rb-Sr Untersuchungen granitoider Gesteine des Moldanubik- ums in Österreich. *Mitt Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, 132, 21-37.

Schmeling, H., Cruden, S.R., Marquart, G., (1988): Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent. *Tectonophysics* 149, 17–34.

Schulmann K. (1990): Fabric and kinematic study of the Bites Orthogneiss (Southwestern Moravia) – result of large-scale northeastward shearing parallel to the Moldanubian Moravian Boundary, *Tectonophysics* 177 (1990) 229–244.

Schulmann K., Ledru P., Autran A., Melka R., Lardeaux J., Urban M., Lobkowicz M. (1991): Evolution of nappes in the eastern margin of the Bohemian Massif: a kinematic interpretation, *Int. J. Earth Sci.* 80 (1991) 73–92.

Schulmann K., Kroner A., Hegner E. , Wendt I., Konopásek J., Lexa O., Štípská P. (2005): Chronological constraints on the preorogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic, *Am. J. Sci.* 305 (2005) 407–448.

Schulmann K., Konopásek J., Janoušek V., Lexa O., Lardeaux J. M., Edel J. B., Štípská P., Ulrich S.:(2009): An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geoscience* 341 (2009) 266–286

Siebel W., Raschka H., Irber W., Kreuzer H., Lenz K.L., Höhndorf A., Wendt I. (1997): Early Palaeozoic acid magmatism in the Saxothuringian Belt: new insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. *J Petrol* 38: 203–230

Siebel, W., Shang, C. K., Reitter, Rorhmüller, E. J., Breiter, K. (2008): Two Distinctive Granite Suites in the SW Bohemian Massif and their Record of Emplacement: Constraints from Geochemistry and Zircon 207Pb/206Pb Chronology. *Journal of petrology*, volume 49, number 10, pages 1853-1872, 2008

Sorensen, H., Larson, L. M. (1987): Layering in the Ilimaussay alkaline intrusion, South Greenland. In: *Origins of Igneous Layering* (edited by Parson, I.). Reidel, Dordrecht, 1-28.

Streckeisen, A., Le Maitre, R.W. (1979). A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, 136:169–206.

Suess, E. (1926): *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge*. Gebrüder Bornträger, Leipzig, 138 pp.

Sylvester A. G., Oertel G., Nelson C. A., Christie J. M. (1978): Papoose Flat pluton: a granite blister in the Inyo Mountains, eastern California. *Bull. geol. Soc. Am.* 89, 1205-1219.

Štípská P., Powell R. (2005): Constraining the PT path of a MORBtype eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnetclinopyroxene thermometry: an example from the Bohemian Massif, *J. Metamorph. Geol.* 23 (2005) 725–743.

Tarling, D.H., Hrouda, F., (1990): *The magnetic anisotropy of rocks*. Chapman and Hall. London, United Kingdom, p. 215.

Taylor, S.R., McLennan, S.M. (1995). The geochemical evolution of the continental crust. *Reviews in Geophysics*, 33: 241–265.

Timmerman, M.J., (2008): Paleozoic magmatism, In McCann, T. (editor): *Geology of Central Europe, Vol 1: Precambrian and Palaeozoic*. London, Geological Society, 665-733.

Tobisch, O.T., Cruden, A.R., (1995): Fracture-controlled magma conduits in an obliquely convergent continental magmatic arc. *Geology* 23, 941–944.

Venera Z., Schulmann K., Konopásek J. (1996): *Strukturní a petrologická analýza granitoidních masivů*. ČGS

Verner, K., Žák, J., Nahodilová, R., Holub, F.V., (2008): Magnetic fabrics and emplacement of the cone-sheetbearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): Implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci*, Vol. 97: 19-33.

Vernon, R. H. (2000): Review of Microstructural Evidence of Magmatic and Solid-State Flow. *Electronic geosciences*, 2000, 5:2

Vigneresse, J.L., (1990): Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.* 25, 249–260.

Vigneresse, J.L. (1995): Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186

Vrána S., Frýda J. (2003): Ultrahigh-pressure grossular-rich garnetite from the Moldanubian Zone, Czech Republic. *Eur J Mineral* 15: 43–54

Vrána S., Blümel P., Petrakakis K. (1995): Metamorphic evolution (moldanubian region): moldanubian zone, CH. VII.C4

Wager, L. R., Brown, G. M. (1967): *Layered Igneous Rocks*. Oliver & Boyd, Edinburgh

Whalen, J.B., Currie, K.L.; Chappell, B.W. (1987): A-type granites: geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol*, 95: 407–419.

Weinberg, R.F., Podladchikov, Y., (1994). Diapiric ascent of magma through power-law crust and mantle. *J. Geophys. Res.* 99, 9543–9560.

Willner A.P., Sebazungu E., Gerya T. V., Maresch W.V., Krohe A. (2002): Numerical modeling of P-T paths related to rapid exhumation of high-pressure rocks from the crustal root in the variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). *J. Geodyn*, 33: 281-314.

Wilshire, H. G. (1969): Mineral layering in the Twin Lakes granodiorite Colorado. *Mere. geol. Soc. Am.* 115, 235-261.

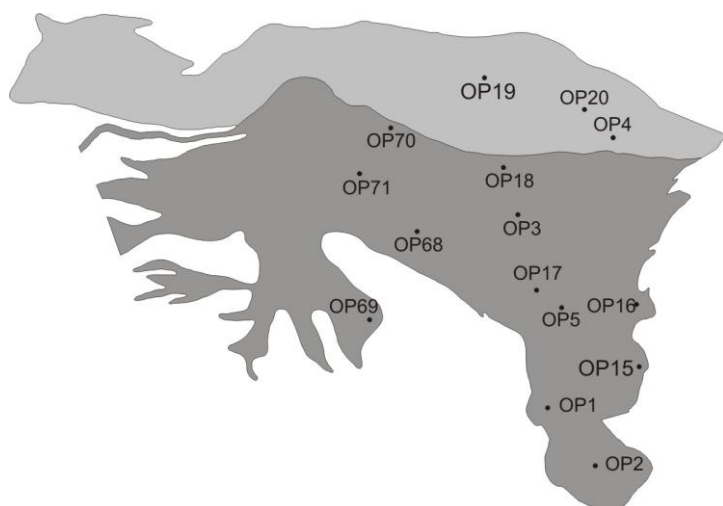
Zulauf, G. et al., 1999. Age constraints on the Cadomian evolution of the Teplá Barrandian unit (Bohemian Massif) through electron microprobe dating of metamorphic monazite. *Z. dt. geol. Ges.*, 150(4): 627–639.

Žák J., Holub F.V., Verner K. (2005): Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *Int J Earth Sci* 94: 385–400

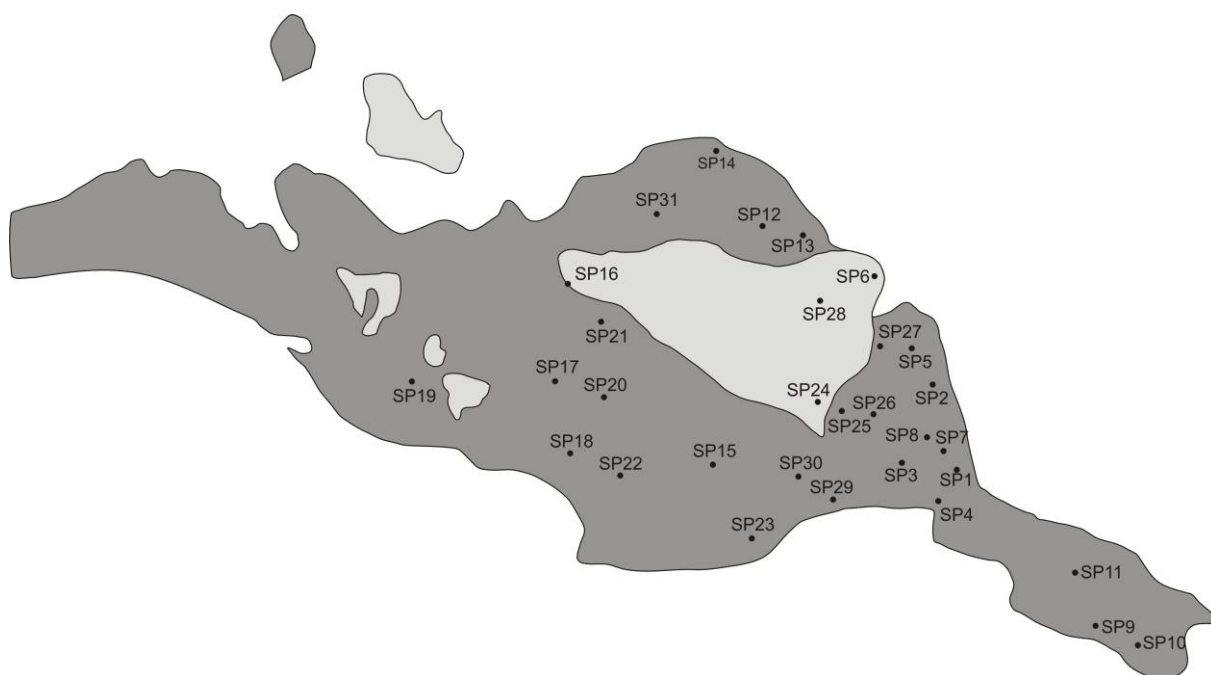
Žák, J., Hrouda, F., Holub, F. V., (2010): Plane-confined magnetic lineations in mingled mafic and felsic magmas, the Sázava pluton, Bohemian Massif. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 190, Issues 3–4, 20 February 2010, Pages 312-324

12. Přílohy

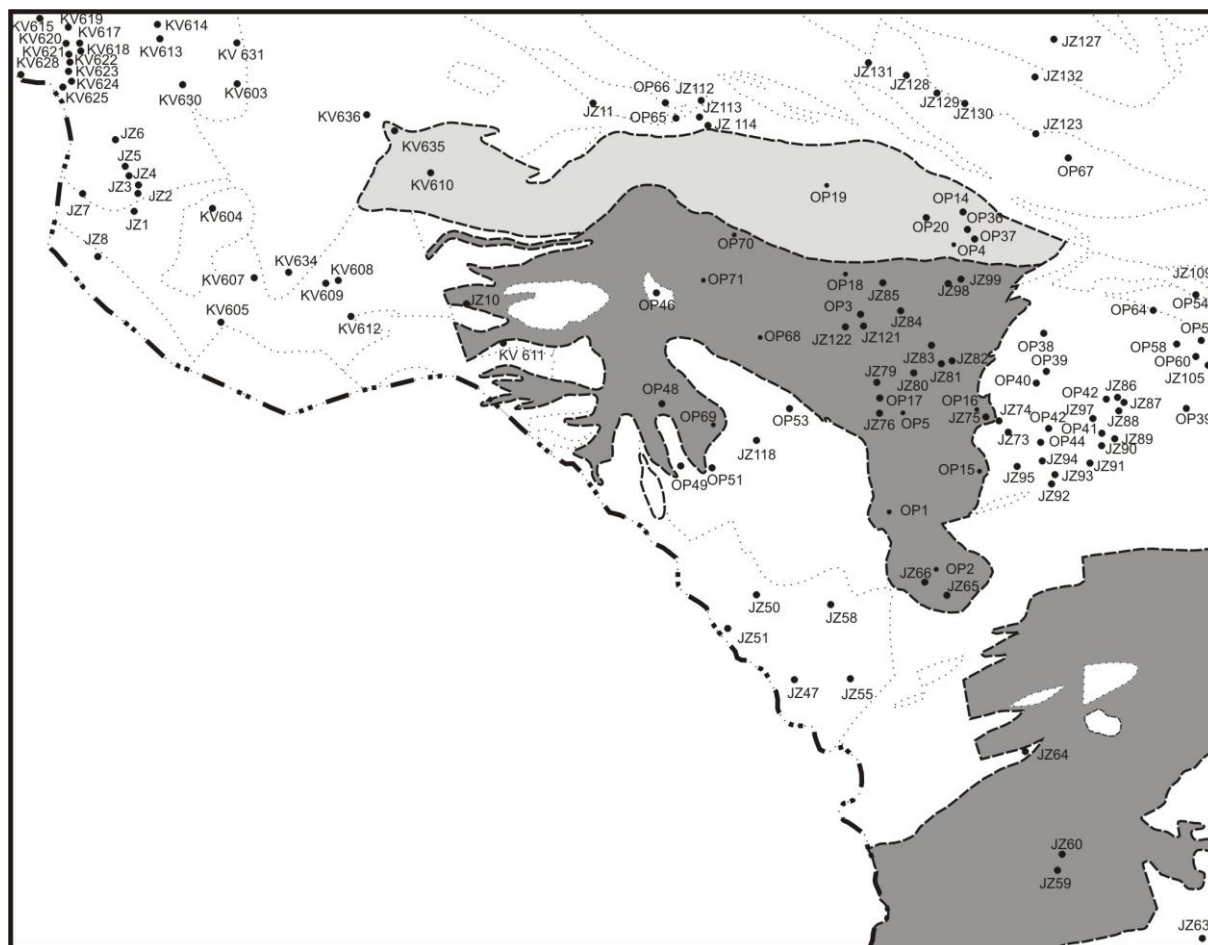
12.1. Sít' odběru AMS vzorků – prášilský pluton



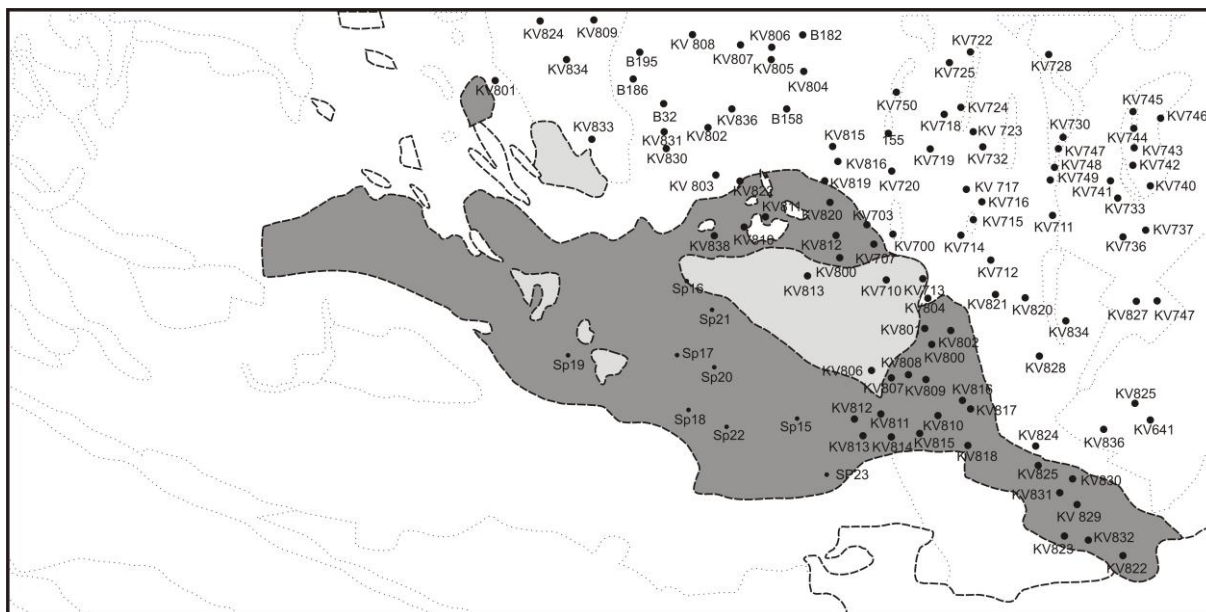
12.2. Sít' odběru AMS vzorků – stráženský pluton



12.3. Mapa dokumentačních bodů – prášilský pluton a okolí



12.4. Mapa dokumentačních bodů – stráženský pluton a okolí



12.5. Lokalizace a přehled parametrů AMS

Stráženský pluton		magnetická foliace		magnetická lineace		parametry AMS		
lokalita	souřadnice	azimut	sklon	azimut	sklon	K	P	T
SP1	N 48°53'42.049", E 13°43'31.745"	14	80	67	41	1,62E-04	1,058	-0,163
SP2	N 48°54'44.645", E 13°42'59.100"	11	83	95	39	1,63E-04	1,032	-0,204
SP3	N 48°53'40.489", E 13°42'44.632"	42	67	30	35	2,06E-04	1,058	0,155
SP4	N 48°53'2.287", E 13°42'57.399"	1	84	86	27	1,87E-04	1,062	0,135
SP5	N 48°55'15.911", E 13°42'28.420"	1	88	89	24	1,53E-04	1,032	-0,073
SP6	N 48°56'14.567", E 13°41'51.511"	59	41	244	25	7,56E-05	1,041	-0,007
SP7	N 48°53'52.658", E 13°43'7.112"	2	76	84	27	1,99E-04	1,056	-0,081
SP8	N 48°54'2.053", E 13°42'49.973"	37	59	105	32	1,85E-04	1,049	-0,309
SP9	N 48° 51.34468', E 13° 46.46168'	24	72	91	50	2,75E-04	1,080	0,369
SP10	N 48° 51.14612', E 13° 47.28445'	15	79	97	37	2,56E-04	1,052	0,010
SP11	N 48° 52.16032', E 13° 46.00975'	14	75	94	32	1,99E-04	1,066	-0,008
SP12	N 48° 56.98237', E 13° 39.32825'	44	25	64	24	1,56E-04	1,045	-0,012
SP13	N 48° 56.79988', E 13° 40.34930'	34	8	244	1	1,68E-04	1,032	0,018
SP14	N 48° 57.95645', E 13° 38.43637'	166	72	82	17	1,62E-04	1,037	-0,037
SP15	N 48° 53.58660', E 13° 38.44360'	132	82	50	44	2,21E-04	1,050	-0,319
SP16	N 48° 56.23523', E 13° 35.34348'	172	29	110	7	4,29E-05	1,050	0,378
SP17	N 48° 54.80105', E 13° 34.94495'	50	21	267	16	1,50E-04	1,070	0,355
SP18	N 48° 53.80583', E 13° 35.13028'	8	37	74	17	2,03E-04	1,081	0,284
SP19	N 48° 54.91293', E 13° 31.81007'	46	58	84	51	1,75E-04	1,064	0,379
SP20	N 48° 54.55700', E 13° 36.17687'	131	28	84	20	1,09E-04	1,071	-0,017
SP21	N 48° 55.69413', E 13° 35.94200'	107	17	72	14	6,78E-05	1,050	-0,085
SP22	N 48° 53.49165', E 13° 36.27860'	2	89	92	44	1,40E-04	1,069	0,177
SP23	N 48° 52.50217', E 13° 39.50078'	3	71	83	28	1,35E-04	1,044	0,120
SP24	N 48° 54.48320', E 13° 40.53517'	165	83	82	48	7,94E-05	1,083	0,245
SP25	N 48° 54.40077', E 13° 40.87797'	20	88	68	43	2,42E-04	1,046	0,085
SP26	N 48° 54.42372', E 13° 41.37522'	158	64	81	25	1,89E-04	1,049	0,114
SP27	N 48° 55.25378', E 13° 41.84493'	30	85	55	45	1,79E-04	1,040	0,042
SP28	N 48° 56.07572', E 13° 40.46027'	4	8	89	1	6,93E-05	1,041	0,315
SP29	N 48° 53.20985', E 13° 40.95513'	8	83	80	10	1,02E-04	1,054	-0,429
SP30	N 48° 53.41227', E 13° 40.15747'	115	86	26	6	2,24E-04	1,037	0,103
SP31	N 48° 57.19078', E 13° 37.05078'	122	40	54	18	2,64E-04	1,044	0,186
Prášilský pluton		magnetická foliace		magnetická lineace		parametry AMS		
lokalita	souřadnice	azimut	sklon	azimut	sklon	K	P	T
OP1	N 49° 5.59347', E 13° 24.46628'	78	40	33	31	2,27E-04	1,067	-0,471
OP2	N 49° 5.08878', E 13° 25.13325'	119	52	41	15	1,91E-04	1,087	0,064
OP3	N 49° 7.82617', E 13° 23.86180'	77	9	59	8	1,41E-04	1,069	0,029
OP4	N 49° 8.69188', E 13° 25.26877'	119	71	38	25	1,15E-04	1,059	-0,002
OP5	N 49° 7.30197', E 13° 24.67475'	103	35	55	25	1,94E-04	1,059	-0,034
OP15	N 49° 6.21637', E 13° 25.80770'	84	40	38	30	1,38E-04	1,037	-0,236
OP16	N 49° 6.93195', E 13° 25.71933'	102	54	45	37	1,07E-04	1,045	0,164
OP17	N 49° 7.18470', E 13° 24.00088'	2	16	44	12	1,97E-04	1,056	-0,376
OP18	N 49° 8.37047', E 13° 23.56783'	311	52	29	15	1,35E-04	1,042	-0,381
OP19	N 49° 9.30155', E 13° 23.14270'	91	70	4	8	7,69E-05	1,042	0,288
OP20	N 49° 8.95398', E 13° 24.85888'	174	80	252	52	1,33E-04	1,057	0,281
OP68	N 49° 7.65558', E 13° 22.01182'	81	41	46	38	2,35E-04	1,070	-0,271
OP69	N 49° 6.62325', E 13° 21.98980'	19	47	43	45	2,67E-04	1,072	-0,207
OP70	N 49° 8.80917', E 13° 21.60200'	80	18	21	10	1,01E-04	1,049	-0,248
OP71	N 49° 8.23608', E 13° 21.08127'	88	51	38	38	2,06E-04	1,076	-0,128

12.6. Seznam AMS vzorků

Prášilský pluton

číslo vzorku	Km	P	T	K1 azimut	K1 sklon	K3 azimut	K3 sklon
OP1/1/1	237,9237	1,064	-0,41	31,2	26,9	256,3	54,4
OP1/1/7	248,8562	1,065	-0,499	25,9	34	262,7	39,1
OP1/1/3	220,162	1,06	-0,879	28,8	30,3	261,6	46
OP1/1/6	239,0396	1,064	-0,471	33,7	36,3	241,9	50,2
OP1/1/4	239,5213	1,072	-0,637	38,3	23,1	143,5	31,6
OP1/1/5	238,6516	1,076	-0,251	34,2	31,7	241,1	55,3
OP1/2/1	166,8285	1,067	-0,151	42	30,5	282,7	39,7
OP2/2/2	172,0313	1,094	0,025	55,8	17,3	302,2	52,1
OP2/2/1	173,903	1,092	0,139	59,9	27,3	287,6	52,5
OP2/2/3	174,8594	1,067	0,094	37,8	14,3	291,7	47,3
OP2/2/4	193,64	1,097	-0,165	28,3	16,8	296,7	5,5
OP2/1/1	251,7448	1,117	0,09	54,2	16,5	314,2	30,3
OP2/1/2	248,4459	1,098	0,064	50,9	18,6	303,4	41,8
OP2/1/3	184,7108	1,076	-0,068	23,5	0,8	293,3	17,1
OP2/1/4	157,4295	1,068	0,161	25,4	5,1	292,8	27
OP2/1/5	165,1382	1,078	0,232	37,5	10,2	298,7	40,3
OP3/2/1	131,6194	1,056	-0,181	52,8	9,6	211	79,7
OP3/2/2	164,2691	1,06	0,116	60,1	11,6	205,9	76,1
OP3/2/3	146,3685	1,056	-0,59	53,5	16,7	165,6	51,4
OP3/2/4	101,7072	1,048	-0,723	53	16,1	144,7	5,8
OP3/2/7	106,8624	1,049	0,253	42,7	15,3	289,6	55,2
OP3/2/6	276,0814	1,088	0,362	60,4	11,7	200,6	74,9
OP3/2/5	102,6393	1,06	0,264	56,7	9,6	276,3	77,6
OP3/1/1	89,85262	1,087	0,42	70,6	2,1	212,4	87,3
OP3/1/2	107,7355	1,097	-0,495	57,3	5,1	315,1	67
OP3/1/3	191,5147	1,081	0,375	77,5	1,5	340,8	77,3
OP3/1/4	133,1858	1,083	0,519	71,2	3,6	305,1	83,9
OP4/2/1	116,1216	1,027	-0,049	238	17,4	141,8	18,8
OP4/1/3	114,391	1,018	0,115	189,2	24,8	70,2	46,4
OP4/2/3	103,9352	1,028	-0,034	53,7	13,2	146,7	12,6
OP4/2/5	117,6079	1,083	0,079	62,4	40	237,7	49,9
OP4/1/1	104,7317	1,027	-0,782	211,9	10,5	120,2	9,3
OP4/1/2	108,9721	1,126	0,609	28,5	35,1	281,2	22,8
OP4/2/2	119,4611	1,033	0,139	47,1	0,2	317,1	2
OP4/2/4	132,2133	1,129	-0,095	39,6	21,2	306,6	7,7
OP5/1/1	260,2845	1,069	-0,125	40,9	22,1	268,8	58,8
OP5/1/2	182,8501	1,065	0,125	51,4	31,5	282,8	45,5
OP5/1/3	260,387	1,06	0,199	39,4	26,1	281,2	44,1

OP5/2/1	74,2813	1,043	-0,334	54,9	24,8	282,9	55,3
OP15/1/3	149,3879	1,05	-0,303	39	34,8	217,8	55,2
OP15/1/1	135,4694	1,069	-0,116	15,2	35,7	269,1	21,2
OP15/1/2	144,7623	1,045	-0,114	39,6	37	285	28,9
OP15/1/4	133,1997	1,012	0,212	110,2	55,7	262,7	31,1
OP15/2/5	152,1754	1,028	0,004	19,6	27,2	256,8	46,5
OP15/2/1	152,9899	1,042	-0,526	56,3	24,2	213,3	63,9
OP15/2/2	131,6	1,02	-0,254	89	4,5	187,4	61,7
OP15/2/3	112,0395	1,039	-0,336	43,3	7,3	303,9	51,9
OP15/2/4	130,6002	1,025	-0,693	43,6	20,9	284,8	51,6
OP16/1/5	90,90361	1,047	0,349	33,6	38,8	290,3	16
OP16/1/4	86,45887	1,045	0,038	28,9	27,9	287	21,2
OP16/1/3	95,92317	1,053	0,079	28	32,2	276,1	30,8
OP16/1/1	136,0624	1,069	0,005	17,9	39,9	255,4	32,8
OP16/2/3	116,4308	1,032	0,754	30,1	26,7	277,8	37
OP16/2/1	117,8339	1,048	-0,091	71,4	21,5	322,6	39,3
OP16/2/2	101,3106	1,043	0,18	75,6	37,9	288,8	47
OP16/2/4	113,6413	1,027	-0,017	136,4	38,9	297,5	49,6
OP16/2/5	106,6279	1,045	0,177	61	38	289,5	40,3
OP17/1/1	203,9123	1,064	-0,142	37,2	14	174,1	71,2
OP17/1/2	201,7793	1,06	-0,634	23,7	20	238,4	66,1
OP17/1/3	239,8735	1,049	-0,504	24,2	6,3	132,2	70,2
OP17/1/5	191,4818	1,056	-0,567	37,1	5,4	145,1	72,9
OP17/2/1	206,8846	1,053	0,079	50,1	14	206	74,7
OP17/2/2	190,8736	1,061	-0,465	51,2	5,5	179,1	81,1
OP17/2/3	212,2492	1,059	-0,52	55	10,2	169	66,1
OP17/2/4	206,4711	1,062	-0,206	63,7	10,1	206,1	77,4
OP17/2/5	123,8875	1,045	-0,427	57,4	20,7	170,9	46,5
OP18/2/6	150,8786	1,05	-0,796	19,8	9,8	275,2	55,5
OP18/2/5	154,4346	1,049	-0,579	2,6	14,1	196,3	75,6
OP18/2/4	159,2176	1,026	-0,134	358,2	23,5	127,7	55,7
OP18/2/3	156,4624	1,044	-0,53	14,8	16,8	137,2	60,5
OP18/2/2	125,223	1,028	-0,462	42,8	21,8	151	38,1
OP18/2/1	131,8861	1,078	-0,711	248,6	54,4	135,5	15,7
OP18/1/5	123,0005	1,031	-0,622	32,8	15,7	256,2	68,9
OP18/1/4	148,6413	1,048	0,246	65,4	21,8	333,4	5,1
OP18/1/3	85,2596	1,018	-0,401	230,1	17,9	122	44
OP18/1/2	131,7246	1,054	0,269	34	26,5	244,7	59,9
OP18/1/1	113,4323	1,037	-0,476	24	25,6	289,7	8,8
OP19/2/5	66,01244	1,032	0,37	201,7	30,8	293,3	2,5
OP19/2/4	78,02258	1,037	0,369	333,1	37,3	231,3	15
OP19/2/1	64,80569	1,021	0,081	48,4	26,7	279,2	51,5
OP19/1/2	77,75838	1,061	0,12	181	5,8	273	18,8

OP19/1/1	97,78999	1,058	0,5	109,1	68,4	271,8	20,7
OP20/1/2	126,6557	1,124	0,417	269,9	43,2	21,4	21,3
OP20/1/3	136,8935	1,037	0,452	248,4	17,3	339,7	4,2
OP20/1/4	140,5868	1,04	-0,159	247,4	53	338,2	0,6
OP20/2/3	132,2648	1,062	-0,029	245,5	66,8	140,1	6,5
OP20/2/1	137,0212	1,058	-0,297	239,8	55,4	339,9	6,9
OP20/2/2	131,3192	1,032	0,193	249,1	48,4	341,6	2,2
OP20/2/5	123,6853	1,049	0,099	261,3	29	354,3	5,5

Stráženský pluton

číslo vzorku	Km	P	T	K1 azimut	K1 sklon	K3 azimut	K3 sklon
SP1/1/1	191,735	1,06	-0,17	71	39	252	51
SP1/1/2	116,3941	1,062	0,416	75	20	167	4
SP1/1/3	117,4583	1,057	-0,732	88	26	322	51
SP1/1/4	134,2424	1,051	0,186	71	56	220	30
SP1/2/1	250,3713	1,048	-0,233	68	29	171	23
SP1/2/2	142,543	1,075	0,029	64	62	308	13
SP1/2/3	137,6656	1,056	-0,009	68	53	169	8
SP1/2/4	196,6046	1,062	-0,351	64	34	181	34
SP1/2/5	152,8848	1,067	-0,106	56	43	321	5
SP1/3/1	184,0493	1,045	-0,664	52	32	177	42
SP2/1/1	182,147	1,013	-0,423	63	3	331	34
SP2/1/2	199,4135	1,032	-0,159	85	50	352	3
SP2/2/1	211,0338	1,045	-0,073	82	40	198	27
SP2/2/2	196,6098	1,03	-0,104	89	31	196	26
SP2/2/3	165,4915	1,032	-0,262	86	52	177	1
SP2/2/4	147,7866	1,037	-0,362	81	34	173	2
SP2/3/1	124,0434	1,039	-0,338	102	34	204	17
SP2/3/2	114,3201	1,035	0,06	115	41	207	3
SP2/3/3	170,3298	1,02	-0,917	85	45	249	44
SP2/3/4	181,3676	1,028	0,122	119	51	223	11
SP2/3/5	192,2639	1,048	-0,164	117	36	22	6
SP2/4/1	84,58508	1,025	-0,025	103	8	194	5
SP2/4/2	143,4007	1,03	-0,012	82	23	344	19
SP3/1/1	147,415	1,046	0,558	18	4	109	14
SP3/1/2	266,8632	1,071	-0,049	11	29	112	18
SP3/1/3	204,879	1,057	0,083	17	27	114	13
SP3/1/4	236,6468	1,067	0,122	11	29	115	23
SP3/1/5	226,7107	1,059	-0,329	23	16	119	21
SP3/1/6	98,64194	1,044	0,186	197	14	90	49
SP3/2/1	218,0478	1,054	0,39	80	20	173	9
SP3/2/2	209,1317	1,053	0,266	75	18	166	4

SP3/3/1	222,4696	1,051	0,042	75	26	170	9
SP3/3/2	224,4098	1,083	0,285	78	39	194	29
SP4/1/1	141,4759	1,074	0,543	82	24	180	17
SP4/1/2	197,3223	1,063	0,259	91	29	360	2
SP4/2/1	179,823	1,059	-0,018	77	45	186	18
SP4/2/2	225,9584	1,067	0,33	98	36	190	3
SP4/2/3	136,6196	1,054	0,007	102	19	196	12
SP4/2/4	155,9547	1,057	-0,191	84	18	183	25
SP4/3/1	223,4102	1,067	0,51	72	21	339	8
SP4/3/2	237,4361	1,056	-0,363	84	18	348	21
SP5/1/1	142,4837	1,02	-0,848	68	43	333	6
SP5/1/2	176,5194	1,021	0,498	101	61	0	6
SP5/1/3	158,6103	1,042	0,414	274	2	5	17
SP5/1/4	194,5167	1,029	-0,47	278	12	8	1
SP5/2/1	137,3655	1,027	-0,444	75	41	172	8
SP5/2/2	155,5711	1,04	0,025	97	15	4	11
SP5/2/3	132,536	1,042	0,332	82	55	178	4
SP5/2/4	128,0087	1,034	-0,089	83	23	195	41
SP6/1/1	95,42625	1,021	-0,003	320	25	84	49
SP6/1/2	88,93349	1,026	0,233	292	19	145	68
SP6/1/3	79,31866	1,026	-0,067	339	1	71	54
SP6/1/4	99,13635	1,019	-0,292	304	4	147	86
SP6/2/1	62,44255	1,027	-0,447	285	36	184	15
SP6/2/2	58,8385	1,168	0,58	227	10	132	22
SP6/2/3	70,97375	1,016	-0,385	330	6	118	83
SP6/2/3	64,58776	1,037	0,369	126	13	26	39
SP6/2/4	77,04356	1,013	0,32	304	23	66	52
SP6/2/5	59,67168	1,057	-0,374	225	9	126	42
SP7/1/1	196,3912	1,056	-0,223	68	20	174	37
SP7/1/2	211,4805	1,056	0,042	83	40	192	22
SP7/1/3	250,1847	1,053	-0,214	87	31	193	25
SP7/1/4	170,3875	1,044	0,018	91	18	185	10
SP7/1/5	382,9367	1,06	-0,127	84	28	189	27
SP7/1/6	142,5495	1,076	0,358	78	53	175	6
SP7/2/1	139,1908	1,057	0,33	102	37	2	13
SP7/2/2	184,0202	1,047	0,049	89	19	184	15
SP7/2/3	143,8481	1,056	-0,414	86	20	180	10
SP7/2/4	176,0359	1,061	-0,226	80	27	182	22
SP7/2/5	194,9315	1,049	-0,489	81	24	181	21
SP8/1/1	228,662	1,042	-0,687	113	42	220	18
SP8/1/2	197,7912	1,05	-0,339	108	41	244	40
SP8/1/3	250,2487	1,053	-0,804	130	26	36	7
SP8/1/4	218,2874	1,062	-0,475	96	22	212	47

SP8/2/1	240,4467	1,059	-0,058	107	29	225	41
SP8/2/2	184,5457	1,051	-0,343	88	40	348	11
SP8/2/3	109,4972	1,048	0,284	94	26	196	24
SP8/2/4	52,3946	1,031	-0,047	108	31	338	47
SP9/1/1	286,9317	1,096	0,515	83	45	198	23
SP9/1/2	233,7256	1,065	0,307	55	67	188	16
SP9/1/3	245,2137	1,081	0,248	69	50	191	23
SP9/1/4	257,2931	1,067	0,455	74	50	194	23
SP9/1/5	222,556	1,069	0,244	83	53	192	14
SP9/2/1	281,9512	1,067	0,128	115	34	215	14
SP9/2/2	275,0619	1,07	0,378	98	47	210	19
SP9/2/3	301,9702	1,106	0,426	101	51	209	14
SP9/2/4	251,3024	1,076	0,369	105	43	213	18
SP9/2/5	353,3325	1,098	0,612	103	44	210	18
SP9/2/6	312,3193	1,085	0,38	101	50	210	16
SP10/1/1	222,627	1,038	-0,627	88	51	347	8
SP10/1/2	316,3225	1,052	-0,114	114	52	209	4
SP10/1/3	262,9962	1,044	0,11	86	47	182	6
SP10/1/4	310,0831	1,051	-0,037	95	56	217	20
SP10/2/1	179,3552	1,051	-0,171	84	25	196	39
SP10/2/2	91,50705	1,068	0,115	113	9	206	17
SP10/3/1	266,6089	1,054	0,169	82	25	177	11
SP10/4/1	313,2032	1,052	0,022	107	23	197	0
SP10/4/2	330,5603	1,059	0,356	95	32	190	8
SP10/4/3	266,065	1,053	0,278	101	33	195	6
SP11/1/1	234,4937	1,082	0,208	94	33	195	16
SP11/1/2	270,3619	1,069	0,253	105	37	196	1
SP11/1/3	222,7434	1,054	-0,157	94	36	190	9
SP11/1/4	235,0902	1,061	0,168	91	37	195	18
SP11/1/5	143,7559	1,063	-0,133	93	40	187	4
SP11/2/1	158,6085	1,066	-0,096	78	24	182	28
SP11/2/2	232,6421	1,069	-0,024	95	33	192	12
SP11/2/3	193,2275	1,073	0,203	88	37	199	25
SP11/2/4	142,6819	1,055	-0,419	117	34	16	16
SP11/2/5	150,8962	1,064	-0,015	85	26	185	20
SP11/2/6	205,0854	1,074	-0,074	98	24	202	28
SP12/1/1	218,3459	1,042	0,15	50	28	210	61
SP12/1/1	218,3459	1,042	0,15	50	28	210	61
SP12/1/2	177,5453	1,038	0,006	86	22	261	68
SP12/1/2	177,5453	1,038	0,006	86	22	261	68
SP12/1/3	136,4621	1,034	-0,205	55	23	273	62
SP12/1/3	136,4621	1,034	-0,205	55	23	273	62
SP12/1/4	123,6151	1,042	0,281	76	39	247	51

SP12/1/4	123,6151	1,042	0,281	76	39	247	51
SP12/1/5	160,4647	1,044	0,194	62	21	235	69
SP12/1/5	160,4647	1,044	0,194	62	21	235	69
SP12/2/1	161,3229	1,032	-0,49	61	22	220	66
SP12/2/1	161,3229	1,032	-0,49	61	22	220	66
SP12/2/2	142,5344	1,065	0,273	67	20	191	56
SP12/2/2	142,5344	1,065	0,273	67	20	191	56
SP12/2/3	160,9106	1,05	-0,066	66	22	191	55
SP12/2/3	160,9106	1,05	-0,066	66	22	191	55
SP12/2/4	111,2398	1,049	-0,309	72	18	289	68
SP12/2/4	111,2398	1,049	-0,309	72	18	289	68
SP12/2/5	166,4963	1,057	0,047	52	25	224	65
SP12/2/5	166,4963	1,057	0,047	52	25	224	65
SP13/1/1	168,9214	1,019	-0,626	75	3	168	54
SP13/1/2	149,1232	1,024	0,8	333	28	140	61
SP13/1/3	167,9414	1,054	0,158	92	14	220	68
SP13/1/4	187,4121	1,022	-0,168	62	2	168	83
SP13/1/5	188,3091	1,024	0,046	56	4	159	72
SP13/1/6	162,687	1,021	0,028	257	10	103	79
SP13/1/7	154,1113	1,045	-0,01	57	12	194	74
SP13/2/1	171,9104	1,032	0,012	236	16	103	66
SP13/2/2	170,7501	1,037	0,339	55	1	311	86
SP13/2/3	134,5288	1,032	-0,3	231	13	117	60
SP13/2/4	180,5956	1,033	-0,084	244	5	343	60
SP13/2/5	192,9724	1,035	-0,108	235	7	95	81
SP13/2/6	157,7928	1,037	0,149	254	9	109	79
SP14/1/1	150,4463	1,04	0,015	81	20	315	59
SP14/1/2	168,4539	1,029	0,278	92	38	353	12
SP14/1/3	148,1931	1,043	-0,182	88	12	213	70
SP14/1/4	164,7396	1,04	-0,125	69	26	331	16
SP14/1/5	176,4637	1,032	-0,17	275	14	180	21
SP15/1/1	229,925	1,048	-0,341	64	46	303	26
SP15/1/2	214,013	1,049	-0,24	54	46	309	14
SP15/1/3	277,5841	1,045	-0,681	39	43	305	4
SP15/1/4	329,3505	1,06	-0,119	33	52	126	3
SP15/1/5	195,2952	1,048	-0,277	40	41	139	10
SP15/2/1	170,6802	1,058	0,094	62	43	308	23
SP15/2/2	177,1717	1,04	-0,766	60	36	162	15
SP15/2/3	175,3216	1,053	-0,221	55	42	324	1
SP16/1/1	22,5976	1,059	-0,595	121	8	216	30
SP16/1/2	47,81415	1,042	0,587	74	51	281	36
SP16/1/3	30,80953	1,055	0,782	218	25	0	59
SP16/1/4	32,74342	1,044	-0,107	278	3	12	58

SP16/1/5	64,83545	1,04	-0,007	252	15	63	74
SP16/1/6	28,78056	1,058	0,186	101	3	8	47
SP16/1/7	37,86532	1,049	0,813	118	11	265	77
SP16/2/1	23,91026	1,06	0,489	277	11	22	54
SP16/2/2	36,29297	1,105	0,416	121	6	22	57
SP16/2/3	34,64037	1,054	0,545	133	19	15	54
SP16/2/4	76,5881	1,032	0,458	89	3	350	71
SP16/2/5	35,8474	1,042	0,259	107	19	356	46
SP16/2/6	56,55362	1,026	0,409	217	37	21	52
SP16/2/7	46,64539	1,044	0,722	282	15	30	48
SP16/2/8	67,25194	1,039	0,721	262	3	360	67
SP17/1/1	157,5438	1,068	0,426	249	6	150	54
SP17/2/1	146,9366	1,065	0,206	263	13	153	56
SP17/2/2	146,268	1,072	0,504	62	3	158	60
SP17/2/3	144,7609	1,06	0,236	290	24	120	66
SP17/2/4	144,5325	1,062	0,599	244	14	136	51
SP17/2/5	129,0947	1,056	0,401	314	12	64	58
SP17/2/6	163,4369	1,064	0,01	255	5	157	60
SP17/3/1	163,6689	1,135	0,766	139	1	48	55
SP17/3/2	157,7574	1,066	0,329	254	2	160	69
SP17/3/3	150,2161	1,056	0,073	257	0	167	57
SP18/1/1	209,1293	1,079	0,244	85	22	203	49
SP18/1/2	188,6571	1,081	0,44	77	9	185	65
SP18/1/3	190,0426	1,077	0,357	87	10	190	53
SP18/1/4	197,0265	1,08	0,212	66	16	186	60
SP18/1/5	211,8414	1,081	0,334	72	18	184	50
SP18/1/6	191,3578	1,08	0,366	82	18	197	52
SP18/2/1	206,1155	1,086	0,004	78	18	190	49
SP18/2/2	208,3951	1,08	0,243	66	18	174	44
SP18/2/3	217,3555	1,091	0,083	64	15	177	56
SP18/2/4	219,6861	1,085	0,41	73	24	196	50
SP18/2/5	196,7286	1,082	0,429	64	27	191	49
SP18/2/6	195,3205	1,075	0,288	72	14	179	49
SP19/1/1	111,853	1,073	0,588	94	39	230	41
SP19/1/2	242,7354	1,07	0,368	76	55	220	29
SP19/1/3	190,5066	1,051	0,139	88	55	231	29
SP19/1/4	167,521	1,054	0,298	99	54	230	25
SP19/1/5	164,6562	1,071	0,504	66	54	222	34
SP20/1/1	113,6293	1,079	0,263	87	25	310	58
SP20/1/2	113,8105	1,07	-0,106	91	18	317	65
SP20/1/3	110,2438	1,077	0,074	89	20	312	64
SP20/1/4	115,6926	1,073	-0,019	89	18	312	66
SP20/1/5	101,5287	1,067	-0,12	88	23	315	59

SP20/1/6	120,5851	1,077	0,155	85	15	323	63
SP20/1/7	104,6066	1,07	-0,042	90	18	319	64
SP20/1/8	111,125	1,07	0,12	94	24	311	61
SP20/2/1	105,7552	1,073	-0,091	76	19	302	64
SP20/2/2	114,5996	1,066	-0,086	79	25	302	57
SP20/2/3	108,1228	1,079	-0,143	75	16	310	64
SP20/2/4	77,75822	1,06	0,085	85	23	300	62
SP20/2/5	116,8127	1,074	-0,034	74	21	305	59
SP20/2/6	95,25876	1,07	-0,067	79	20	311	60
SP20/2/7	120,3972	1,066	-0,245	81	18	312	62
SP21/1/1	73,26806	1,053	-0,256	80	7	284	82
SP21/1/2	60,83692	1,053	0,359	68	5	239	85
SP21/1/3	67,05062	1,035	-0,64	77	9	315	74
SP21/1/4	84,59286	1,04	-0,144	87	7	261	83
SP21/1/5	60,18634	1,051	-0,083	37	34	182	50
SP21/1/6	76,81152	1,045	0,015	67	7	315	73
SP21/2/1	62,17944	1,06	-0,032	64	11	321	51
SP21/2/2	62,67526	1,074	-0,324	66	15	282	71
SP21/2/3	64,98607	1,046	-0,625	62	31	232	58
SP21/2/4	58,65808	1,042	0,363	78	26	290	60
SP21/2/5	75,60389	1,06	0,211	120	21	351	58
SP21/2/6	66,66518	1,036	0,141	67	21	283	64
SP22/1/1	138,5889	1,071	0,397	90	39	358	2
SP22/1/2	136,6855	1,067	-0,21	77	42	175	9
SP22/1/3	142,2767	1,075	0,53	85	44	351	4
SP22/1/4	122,2377	1,073	0,213	92	44	355	7
SP22/2/1	139,9261	1,066	0,184	83	43	181	9
SP22/2/2	137,1185	1,064	0,04	95	47	195	10
SP22/2/3	138,2064	1,073	0,369	108	44	198	1
SP22/2/4	144,8399	1,064	-0,289	114	37	12	15
SP22/2/5	166,1999	1,068	0,283	87	51	180	3
SP22/2/6	136,275	1,068	0,252	86	45	183	7
SP23/1/1	130,4765	1,048	0,162	89	34	189	14
SP23/1/2	173,6965	1,04	0,267	80	51	190	15
SP23/1/3	131,4697	1,044	0,611	95	6	186	16
SP23/1/4	144,2127	1,038	0,27	92	33	197	22
SP23/1/5	174,6459	1,042	0,075	75	46	186	19
SP23/1/6	89,69447	1,047	-0,42	88	29	203	37
SP23/1/7	100,0094	1,052	0,035	100	11	192	13
SP23/2/1	104,9707	1,049	0,242	70	23	324	33
SP23/2/2	119,3795	1,036	-0,218	69	19	170	30
SP23/2/3	148,5307	1,04	0,267	76	9	169	18
SP23/2/4	164,1581	1,046	0,033	70	25	174	28

SP24/1/1	75,21238	1,06	0,081	93	52	350	10
SP24/1/2	75,05596	1,081	0,446	77	42	169	2
SP24/1/3	88,8952	1,074	0,114	95	50	349	13
SP24/1/4	66,86833	1,073	0,312	92	45	355	7
SP24/2/1	77,92273	1,079	0,377	78	50	334	12
SP24/2/2	71,62517	1,08	0,297	74	50	342	2
SP24/2/3	92,55064	1,133	0,069	74	40	343	1
SP24/2/4	87,2767	1,083	0,266	89	54	340	14
SP25/1/1	230,7389	1,041	0,205	25	22	117	4
SP25/1/2	208,7439	1,044	0,203	44	25	135	1
SP25/1/3	259,4043	1,042	0,274	36	34	301	9
SP25/2/1	217,005	1,033	0,025	58	51	150	2
SP25/2/2	213,3576	1,042	0,184	59	46	159	9
SP25/2/3	229,4243	1,042	-0,332	63	43	325	9
SP25/3/1	269,2115	1,057	0,113	89	39	182	4
SP25/3/2	289,6628	1,056	0,038	90	32	182	2
SP25/3/3	231,9292	1,047	0,352	86	30	181	8
SP25/3/4	270,6158	1,051	-0,213	92	21	182	0
SP26/1/1	227,4448	1,047	-0,181	70	35	337	3
SP26/1/2	153,4708	1,055	-0,031	94	48	351	12
SP26/1/3	185,6787	1,062	0,372	53	2	320	67
SP26/1/4	247,7664	1,038	-0,001	72	21	164	5
SP26/2/1	179,2158	1,04	-0,165	91	39	182	2
SP26/2/2	173,9562	1,046	0,149	88	42	183	6
SP26/2/3	211,0674	1,044	0,517	95	38	359	7
SP26/2/4	162,248	1,043	-0,434	107	17	243	68
SP26/3/1	164,3002	1,045	0,102	34	39	298	7
SP26/3/2	189,689	1,07	0,814	231	1	329	82
SP27/1/1	197,3304	1,041	-0,2	46	31	315	2
SP27/1/2	204,471	1,051	-0,106	44	40	311	3
SP27/1/3	184,6951	1,04	0,398	45	36	136	1
SP27/1/4	148,3763	1,03	0,068	60	38	321	11
SP27/1/5	203,2394	1,036	-0,56	48	46	308	9
SP27/1/6	172,1051	1,039	-0,471	44	60	164	16
SP27/1/7	236,7627	1,037	0,428	51	57	151	6
SP27/2/1	133,5958	1,049	0,916	57	43	162	15
SP27/2/2	168,0438	1,037	0,201	61	52	319	9
SP27/2/3	217,0921	1,045	0,389	57	53	167	15
SP27/2/4	147,0817	1,037	0,152	65	52	334	1
SP27/2/5	162,6828	1,044	0,102	53	52	160	13
SP27/2/6	162,6847	1,031	-0,622	67	33	318	27
SP27/2/7	165,6957	1,037	-0,104	74	27	169	10
SP28/1/1	83,73055	1,038	0,717	46	1	141	75

SP28/1/2	68,88559	1,04	0,682	230	18	85	69
SP28/1/3	59,31524	1,052	0,323	71	1	163	74
SP28/1/4	79,10629	1,036	0,004	159	7	47	73
SP28/1/5	60,53037	1,036	0,166	5	12	122	65
SP28/2/1	65,92867	1,041	0,241	133	15	264	68
SP28/2/2	64,8616	1,045	0,157	85	4	191	75
SP28/2/3	65,94765	1,039	0,241	292	0	202	66
SP28/2/4	75,0319	1,043	0,307	59	25	248	65
SP29/1/1	92,16483	1,055	-0,209	81	17	173	6
SP29/1/2	160,24	1,059	-0,061	79	16	169	2
SP29/1/3	53,98614	1,053	-0,681	85	18	344	30
SP29/1/4	83,62598	1,062	-0,427	265	2	174	17
SP29/1/5	94,28313	1,057	-0,618	80	16	345	15
SP29/1/6	134,9154	1,048	-0,613	86	22	347	21
SP29/1/7	99,27882	1,05	-0,285	79	18	170	3
SP29/2/1	120,5926	1,05	-0,834	80	4	181	72
SP29/2/2	108,1436	1,047	-0,434	85	10	177	12
SP29/2/3	75,57896	1,055	-0,472	80	4	171	12
SP29/2/4	93,74538	1,048	-0,119	80	6	171	8
SP29/2/5	110,4448	1,055	-0,194	252	1	161	30
SP29/2/6	100,0455	1,058	-0,632	80	5	173	28
SP30/1/1	233,8895	1,039	-0,392	30	1	120	6
SP30/1/2	192,4045	1,043	0,228	33	4	302	18
SP30/1/3	250,3647	1,027	-0,13	34	11	293	44
SP30/1/4	190,9202	1,033	-0,034	34	20	300	11
SP30/1/5	229,3494	1,032	-0,212	211	0	121	2
SP30/1/6	205,2788	1,04	0,064	30	16	123	10
SP30/2/2	219,4151	1,037	0,058	202	14	293	3
SP30/2/3	213,5448	1,043	0,69	11	2	101	2
SP30/2/4	219,1911	1,037	0,049	209	1	300	7
SP30/2/5	267,4724	1,032	0,725	16	18	284	5
SP30/2/5	239,7796	1,043	0,09	16	21	107	3
SP31/1/1	241,318	1,047	0,262	61	21	309	45
SP31/1/2	422,9516	1,06	0,425	53	16	300	54
SP31/1/3	285,7419	1,049	-0,046	30	15	286	44
SP31/1/4	305,6888	1,045	0,327	37	14	292	48
SP31/1/5	245,0864	1,058	0,16	76	36	312	38
SP31/1/6	288,7519	1,047	0,298	43	23	289	45
SP31/2/1	278,7671	1,039	0,063	54	8	304	68
SP31/2/2	191,9288	1,035	0,323	78	25	328	36
SP31/2/3	186,3269	1,025	0,236	42	7	290	73
SP31/2/4	234,718	1,039	-0,181	53	8	309	62
SP31/2/5	223,3584	1,037	0,174	68	23	310	47

12.7. Přehled geochemických analýz – prášilský pluton

číslo vzorku	KJ18	7633	12881	12883	12884	12889	12895	7631
SiO ₂	68,5	70,02	69,33	74,96	70,27	62,43	72,49	65,11
Al ₂ O ₃	14,86	14,89	15,15	13,89	14,38	16,27	14,8	16,32
Fe ₂ O ₃ (T)	3,78							
Fe ₂ O ₃		0,93	0,72	0,47	0,68	1,25	0,61	1,59
FeO		2,14	1,94	0,55	2,07	3,99	0,71	3,57
MnO	0,064	0,055	0,04	0,032	0,04	0,049	0,037	0,067
MgO	0,91	0,37	0,67	0,23	0,68	1,47	0,35	1,01
CaO	1,86	1,23	1,69	0,6	1,66	2,46	0,84	2,48
Na ₂ O	3,1	2,36	3,2	3,36	3,16	2,6	3,36	2,74
K ₂ O	4,29	6,28	5,38	4,71	4,89	5,5	5,01	4,85
TiO ₂	0,512	0,37	0,43	0,11	0,43	0,97	0,18	0,79
P ₂ O ₅	0,2	0,15	0,164	0,189	0,161	0,417	0,147	0,29
LOI	0,94							
H ₂ O _{plus}		0,81	0,78	0,95	0,85	1,76	0,93	0,87
H ₂ O _{minus}		0,29	0,15	0,12	0,14	0,15	0,12	0,19
Total	99,03							
Sc	9							
Be	4							
V	35							
Cr	< 20							
Co	5							
Ni	< 20							
Cu	< 10							
Zn	80							
Ga	24	0	0	0	0	0	0	0
Ge	1,7							
As	< 5							
Rb	202	155	192	251	188	170	212	189
Sr	211	120	179	44	165	274	120	217
Y	22,1		23,72	10,36	22,91	31,11	14,9	
Zr	256	379	171	42	176	331	82	397
Nb	14,3	11	10	9	11	17	6	16
Mo	< 2							
Ag	2,2							
In	< 0,1							
Sn	7							
Sb	< 0,2							
Cs	9,2							
Ba	1015							
La	79,2		48,38	12,51	55,93	91,94	24,26	
Ce	160		99,45	22,68	111,8	173,4	43,76	
Nd	63,6		43,15	10,27	49,15	80,79	21,03	
Sm	10,2		9,61	2,09	9,11	12,89	4,22	
Eu	1,29		1,11	0,31	1,09	1,66	0,71	
Gd	6,78		5,71	1,73	5,9	9,07	3,12	
Dy	4,68		4,74	1,94	4,77	6,43	2,69	
Ho	0,83		1,34	0,49	1,18	1,15	0,71	
Er	2,22		2,93	1,41	1,94	2,43	1,18	
Tm	0,317		0,35	0,25	0,36	0,3	0,22	
Yb	1,98		2,17	1,22	2,09	2,26	1,51	
Lu	0,299		0,27	0,15	0,28	0,24	0,2	
Hf	6,9							
Ta	1,37							
W	1,3							
Tl	1,27							
Pb	43							
Bi	0,6							
Th	30,4							
U	4,85							

12.8. Přehled geochemických analýz – stráženský pluton

číslo vzorku	KV823	KV829	266	267	9237	9238	9239	9230	9231	9232
SiO ₂	70,2	68,42	68,61	0	67,98	67,29	70,96	72,86	66,18	73,73
Al ₂ O ₃	13,93	13,9	14,76	0	14,83	15,12	14,64	14,43	15,61	14,5
Fe ₂ O ₃ (T)	3,34	4								
Fe ₂ O ₃			0,72	0	0,26	0,09	0,93	0,27	0,69	0,27
FeO			2,4	0	3,23	3,36	1,09	1,1	3,62	0,77
MnO	0,056	0,06	0,05	0	0,058	0,051	0,029	0,033	0,057	0,03
MgO	0,79	0,99	0,88	0	1,08	1,12	0,62	0,38	1,39	0,29
CaO	1,74	2,14	1,65	0	2,22	2,34	1,12	0,85	2,68	0,7
Na ₂ O	3,03	2,95	3,19	0	3,24	3,15	2,67	3,24	3,22	3,32
K ₂ O	4,91	4,69	4,86	0	4,37	4,79	5,54	4,85	4,69	5,21
TiO ₂	0,513	0,647	0,68	0	0,76	0,75	0,4	0,19	0,81	0,15
P ₂ O ₅	0,22	0,26	0,27	0	0,26	0,32	0,208	0,29	0,34	0,22
LOI	0,79	0,55								
H ₂ O _{plus}			0,84	0	0,85	0,79	0,8	0,74	0,8	0,72
H ₂ O _{minus}			0,1	0	0,08	0,05	0,16	0,08	0,1	0,1
Total	99,53	98,6								
Sc	8	9								
Be	4	4								
V	30	39								
Cr	< 20	< 20								
Co	5	6								
Ni	< 20	< 20								
Cu	< 10	< 10								
Zn	60	70								
Ga	21	22	21	17	0	0	20	23	27	21
Ge	1,6	1,3								
As	< 5	< 5								
Rb	239	227	214	209	225	201	263	305	193	232
Sr	120	141	120	123	185	210	109	63	208	66
Y	27	31,5								
Zr	201	309	167	193	294	296	163	78	332	61
Nb	11,8	14,1	14	11	10	15	-7	9	17	-7
Mo	< 2	< 2								
Ag	1,7	2,7								
In	< 0,1	< 0,1								
Sn	12	5								
Sb	< 0,2	< 0,2								
Cs	13,9	10,2								
Ba	589	692								
La	41,4	55,4								
Ce	89,7	120								
Nd	39,4	51								
Sm	7,69	10,1								
Eu	0,895	1,1								
Gd	6,04	7,9								
Dy	5,31	6,24								
Ho	1	1,16								
Er	2,78	3,35								
Tm	0,396	0,493								
Yb	2,55	3,1								
Lu	0,387	0,467								
Hf	5,1	8,2								
Ta	1,19	1,3								
W	< 0,5	< 0,5								
Tl	1,39	1,34								
Pb	36	30								
Bi	0,3	0,3								
Th	23,1	29,7								
U	3,51	7,22								

číslo vzorku	9233	13356	13357	13358	13359	13362	13366	13367	13521
SiO ₂	72,9	64,5	72,59	66,19	67,62	72,53	71,92	71	74,18
Al ₂ O ₃	14,47	16,11	14,45	15,94	15,05	14,83	14,87	14,71	13,73
Fe ₂ O ₃ (T)									
Fe ₂ O ₃	0,29	0,81	0,47	0,81	0,56	0,39	0,48	0,52	0,39
FeO	1,21	3,9	0,89	2,8	2,89	0,73	1,03	1,22	1,17
MnO	0,022	0,07	0,03	0,054	0,062	0,022	0,028	0,026	0,044
MgO	0,41	1,31	0,43	1,11	1	0,31	0,49	0,55	0,24
CaO	0,98	2,67	0,7	2,2	2,05	0,72	0,85	0,98	0,81
Na ₂ O	3,1	3,14	3,12	3,27	3,29	2,88	3,28	2,99	3,08
K ₂ O	5,63	4,91	5,72	5,44	5,06	5,92	5,32	5,57	5,42
TiO ₂	0,23	0,82	0,22	0,68	0,59	0,13	0,26	0,32	0,15
P ₂ O ₅	0,24	0,342	0,281	0,287	0,241	0,332	0,237	0,255	0,127
LOI									
H ₂ O _{plus}	0,61	0	0	0	0	0	0	0	0
H ₂ O _{minus}	0,11	0,15	0,11	0,13	0,13	0,15	0,13	0,15	0,14
Total									
Sc									
Be									
V									
Cr									
Co									
Ni									
Cu									
Zn									
Ga	22	0	0	0	0	0	0	0	0
Ge									
As									
Rb	259	190	252	210	216	245	268	266	181
Sr	82	224	88	196	170	75	87	96	71
Y		28,1	10,63	25,62	28,76	13,01	9,5	12,72	18,64
Zr	112	338	112	260	253	68	115	156	89
Nb	12	18	11	15	13	10	10	9	8
Mo									
Ag									
In									
Sn									
Sb									
Cs									
Ba									
La		74,2	32,95	70,04	60,34	9,65	29,94	42,45	23,74
Ce		155,6	73,25	144,9	125,9	22,85	64,96	91,48	52,63
Nd		68,58	32,12	63,59	54,7	11,02	28,86	41,55	22,47
Sm		13,31	8,12	12,79	11,42	3,4	7,35	9,63	6,26
Eu		1,53	0,6	1,4	1,29	0,5	0,54	0,7	0,57
Gd		8,35	4,82	7,49	6,95	2,69	4,14	4,62	4,34
Dy		6,17	2,7	5,73	6,09	3,11	2,39	2,99	3,35
Ho		1,02	0,33	0,93	1,14	0,44	0,4	0,59	0,81
Er		2,69	1,47	2,87	3,48	0,88	0,89	1,53	1,32
Tm		0,44	0,22	0,41	0,46	0,08	0,1	0,2	0,24
Yb		2,25	0,69	2,25	2,74	0,6	0,58	0,88	1,58
Lu		0,32	0,11	0,32	0,39	0,08	0,09	0,14	0,22
Hf									
Ta									
W									
Tl									
Pb									
Bi									
Th									
U									